

BERICHTE
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT · KIEL

DOI 10.3289/IFM_BER_92

Nr. 92

**Untersuchung
bodennaher Temperatur- und Windfelder
im Übergangsbereich Land-See
am Beispiel der Kieler Bucht**

von
Gerd Heßler

Die „Berichte aus dem Institut für Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und sind gedacht als Arbeitsunterlagen für den sich mit dem jeweiligen Thema befassenden Personenkreis. Die Hefte werden fortlaufend numeriert. Sie sind unredigierte Beiträge und geben allein die Meinung des Verfassers wieder.

D 2300 Kiel 1, Düsterbrooker Weg 20

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
Nr. 92
1981

UNTERSUCHUNG BODENNAHER TEMPERATUR- UND WINDFELDER IM
ÜBERGANGSBEREICH LAND-SEE AM BEISPIEL DER KIELER BUCHT

von
Gerd Heßler

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abt. Maritime Meteorologie
Düsternbrooker Weg 20
2300 Kiel

ISSN 0341-8561

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Kiel als Dissertation angenommen.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Temperatur -und Windfelder im Übergangsbereich Land-See werden innerhalb der planetarischen Grenzschicht durch die unterschiedlichen thermischen und dynamischen Eigenschaften des Untergrundes modifiziert. Die Darstellung dieser horizontal stark variierenden Strukturen mittels numerischer Analyseverfahren erfolgt unter starker Glättung.

Im Rahmen dieser Arbeiten wird das Optimum Interpolationsverfahren, welches die Berechnung einer Feldverteilung an Gitterpunkten durch Wichtung der Meßwerte erlaubt, so modifiziert, daß der inhomogene Charakter des Feldes berücksichtigt werden kann. Dies wird durch eine statistische Erfassung der inhomogenen Feldstrukturen ermöglicht. Die Feldverteilungen zeigen nunmehr deutlich den frontähnlichen Verlauf der Temperatur im küstennahen Bereich. Ein Vergleich zwischen extrapolierten und gemessenen Werten verdeutlicht die verbesserte Anpassung des inhomogenen Feldes.

Das Windfeld wird durch Wechselwirkung mit dem thermischen Feld und durch Änderung der Bodenrauigkeit im Küstenbereich ebenfalls modifiziert. Durch Filterung wird dieser lokal beeinflusste Anteil des Windes vom großräumigen Windfeld getrennt und seine räumliche Variation im Verlaufe des Tages analysiert. Neben der durch Rauigkeitsunterschiede bedingten Geschwindigkeitsänderung des Windes zeigt der thermisch beeinflusste Anteil markante räumliche Veränderungen der Windrichtung. Neben der Diskussion einzelner synoptischer Termine erfolgt eine statistische Zusammenfassung der Tagesvariationen des Temperatur- und Windfeldes im Bereich der Kieler Bucht für die Sommerhalbjahre 1976 und 1977. Für verschiedene synoptische Verhältnisse wird der mittlere Tagesgang der meteorologischen Felder dargestellt.

Abstract

Objective analysis schemes tend to smooth sharp gradients of meteorological fields, which occur due to thermal and frictional differences in a coastal region.

Specifying the statistics of the inhomogeneous temperature- and windfields by correlation functions, the optimum interpolation method- usually applied to isotropic structures- can be modified for interpretation of anisotropic fields.

The improvement is evident when the measurement at fixed coordinates is compared with an extrapolated value.

The change in boundary friction and in thermal effects modifies the coastal windfield; so there is an influence of local and large scale components, which can be separated by filter processes. By low pass filtering the large scale effects are emphasized with small variations of the wind direction but a prominent increase of wind speed over sea. The high pass filter includes the diurnal variations and shows clearly directional wind changes in the coastal area.

In the present text the diurnal changes of temperature and wind of Kiel Bight are presented and discussed. For the summer season 1976 and 1977 mean variations for special synoptic conditions are determined.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	1
2. Beschreibung des Meßprojektes	
2.1. Das Analysegebiet und die Darstellung der Meßanordnung	2
2.2. Die Variation meteorologischer Parameter in der Kieler Bucht	4
3. Objektive Analyse skalarer Felder	
3.1. Übersicht der numerischen Analyseverfahren	9
3.2. Die optimum Interpolationsmethode	
3.2.1. Theoretische Grundlagen	10
3.2.2. Bestimmung der Korrelationsfunktion	14
3.2.3. Verfahrensmodifikation bei der Feldberechnung für die Kieler Bucht	19
4. Das Temperaturfeld im Bereich der Kieler Bucht	
4.1. Feldstrukturen unter der Annahme isotroper Verhältnisse	20
4.2. Die Analyse inhomogener skalarer Felder	
4.2.1. Korrelationsfunktionen des inhomogenen Feldes	26
4.2.2. Die modifizierten Feldberechnungen	30
4.2.3. Das Temperaturfeld der anisotropen Analyse	31
5. Fehlerbetrachtungen zur mesoskaligen Feldberechnung	
5.1. Extrapolation auf ausgewählte Meßpunkte des Feldes	
5.1.1. Vergleich der Ergebnisse der isotropen und anisotropen Analyse für einen Meßpunkt auf See	33
5.1.2. Die räumliche Vorhersage für eine Landstation	38

5.2.	Die Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers als Funktion der Stationsdichte	41
6.	Objektive Analyse von Vektorfeldern	
6.1.	Berechnung der mesoskaligen Windfelder	46
6.2.	Darstellung ausgewählter Termine	51
6.3.	Fehlerbetrachtungen	
6.3.1.	Der mittlere quadratische Extrapolationsfehler	54
6.3.2.	Die räumliche Extrapolation des Windvektors	57
7.	Filterung der Vektorfelder	
7.1.	Trennung der synoptischen und der mesoskaligen Feldstrukturen	59
7.2.	Darstellung der gefilterten Analysen	
7.2.1.	Langperiodische Variationen	62
7.2.2.	Hochfrequente Windschwankungen	68
8.	Die mittleren Verteilungen des Temperatur- und Windfeldes im Zeitraum Juni-September 1976 und 1977	
8.1.	Klasseneinteilungen für die Analyse	74
8.2.	Der mittlere Tagesgang des Temperatur- und Windfeldes in der Kieler Bucht	75
9.	Zusammenfassung und Schlußbemerkung	89
10.	Literaturverzeichnis	91

1. EINLEITUNG

Durch die unterschiedlichen mechanischen und thermischen Eigenschaften von Land und Wasser werden im Küstenbereich charakteristische Veränderungen der meteorologischen Größen wie Wind, Temperatur, Feuchte, Bewölkung u.a. hervorgerufen. Dieser durch die inhomogene Struktur des Untergrundes bedingte Übergangsbereich in der Feldverteilung atmosphärischer Parameter ist in der Vertikalen auf den Bereich der planetarischen Grenzschicht beschränkt. Die horizontale Skala ist weitgehend von den jeweiligen klimatologischen und geographischen Verhältnissen abhängig und liegt im Bereich 10-100 km. Vorgänge dieser Größenordnung werden den mesoskaligen Phänomenen zugeordnet. Diese werden in der Regel durch die synoptischen Meßnetze, die der Ausmessung großräumiger Felder dienen, nur unzureichend aufgelöst. Im Küstenbereich entstehen somit lokale Modifikationen der synoptisch bedingten Wetterlage unterschiedlicher Intensität. Beim Windfeld sind diese Effekte nur bei geringen großräumigen Luftdruckgegensätzen dominant, meist sind sie jedoch nur als schwach ausgeprägte Abweichungen des großräumigen Windfeldes erkennbar. Die horizontalen Gegensätze des Temperaturfeldes treten im Tagesverlauf hingegen deutlich hervor. Die Intensität ist hierbei von der Einstrahlung und den advektiven Vorgängen abhängig. Im Rahmen einer Beschreibung dieser subsynoptischen Effekte im Bereich der Kieler Bucht muß zunächst ein geeignetes numerisches bzw. objektives Analyseverfahren abgeleitet werden, das die Darstellung eines nicht homogenen Feldes hinreichend realisiert. Die Behandlung dieses Problems bildet einen Schwerpunkt dieser Arbeit. Ferner werden die charakteristischen täglichen Variationen der Temperatur- und Windfelder während der Sommermonate dargelegt.

2.BESCHREIBUNG DES MESSPROJEKTES

2.1.Das Analysegebiet und die Darstellung der Meßanordnung

Die Kieler Bucht ist ein durch die deutsche und dänische Küste begrenztes Seegebiet, dessen Topographie die Abbildung 1 zeigt. Sie erstreckt sich ungefähr 120 km in west-östlicher, 60 km in nord-südlicher Richtung. Durch die Belte steht sie mit der westlichen Ostsee einerseits und dem Kattegat andererseits in Verbindung. Da aufgrund des umge-

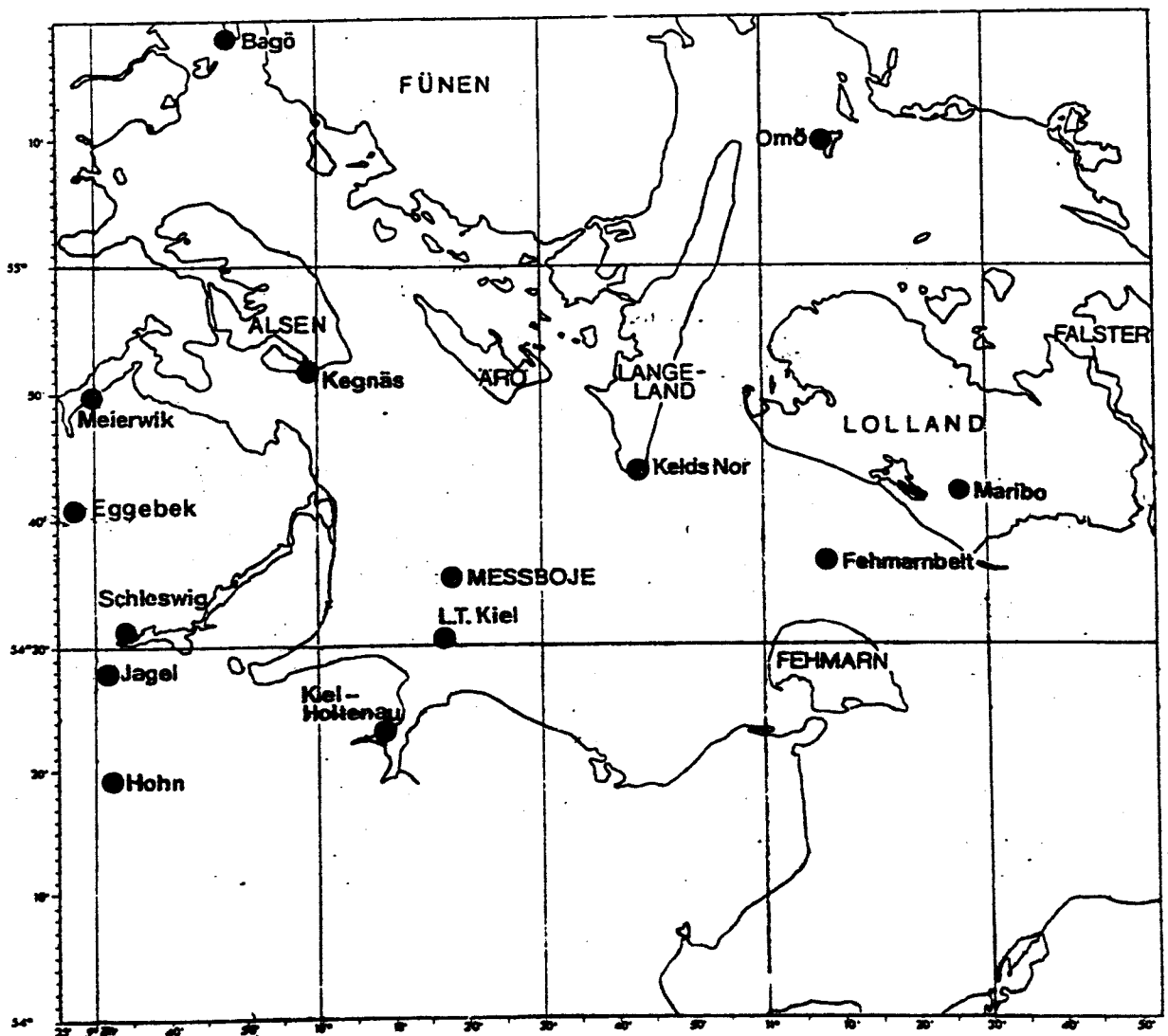


Abb.1 Topographie und Meßnetz im Bereich der Kieler Bucht

benden Landes die maritimen Verhältnisse im Seegebiet beeinflusst werden, stellt sie ein meteorologisches Übergangsgebiet zwischen dem Festland und der Ostsee dar. Zur Analyse der Temperatur- und Windfelder wurden die Registrierungen der in Abbildung 1 markierten Stationen verwendet; ferner die Meldungen des auf $\varphi = 54^{\circ}47'N$, $\lambda = 12^{\circ}45'E$ liegenden dänischen Feuerschiffs Kadetrenden, welches außerhalb der Kieler Bucht liegt. Somit stehen für die Untersuchungen 15 Meßpunkte zur Verfügung. Für das Intervall Juni bis einschließlich September 1976 und 1977 liegen die Zeitreihen aller Stationen vor. Das Abtastintervall beträgt 3 Stunden. Da die Stationen Bagö, Maribo und Leuchtturm Kiel nachts keine Beobachtungen durchführen, reduziert sich die Stationszahl für die Termine 21,00 und 03 Uhr GMT auf 12 Meldungen. Der auf $\varphi = 54^{\circ}35'N$, $\lambda = 10^{\circ}19'E$ installierte meteorologische Meßmast diente mikrometeorologischen Langzeitmessungen über See. Die Meßanordnung stand fest auf dem Meeresboden; dadurch war keine durch Eigenbewegung des Mastes bedingte Korrektur der Daten erforderlich. Für die mesoskaligen Felduntersuchungen wurden die registrierten 4 Minuten-Mittelwerte auf dreistündige Intervalle reduziert. Zu den synoptischen Terminen wurden 12 Minuten-Mittelwerte gebildet. Insbesondere bei der Windgeschwindigkeit erfolgt hierdurch eine weitere Reduktion hochfrequenter Signale. Da die Winddaten der Wetterstationen analog ermittelt werden, sind sämtliche Zeitreihen somit von gleicher Qualität.

Die synoptischen Daten liegen gerundet auf ganze Grad Celsius für die Temperatur und in Knoten für die Windgeschwindigkeit vor. Alle Richtungsangaben erfolgen auf 10° genau.

2.2. Die Variation meteorologischer Parameter in der Kieler Bucht

Die Abbildungen 2 bis 4 zeigen für den Analysenzeitraum des Jahres 1976 den Verlauf der Temperatur- und Windregistrierungen auf einem ost-west gerichteten Schnitt. Die Temperaturreihen (Abb. 2) zeigen die charakteristischen Strukturen. Den über einem kleinen Meßgebiet in Phase verlaufenden langperiodischen Temperaturschwankungen sind dominant die tagesperiodischen Schwingungen überlagert. Ihre Amplituden werden durch die jeweiligen synoptischen Verhältnisse moduliert. Der inhomogene Charakter des Gebietes dokumentiert sich deutlich in den ausgeprägten Amplitudenunterschieden zwischen den Land- und Seestationen; die Varianz der Zeitreihen ist räumlich nicht konstant.

Auch bei den Windregistrierungen sind die thermisch bedingten Tagesschwankungen evident; sie sind über dem Land am deutlichsten ausgeprägt. Die verringerte Bodenreibung über dem Wasser hat hier eine Zunahme der Windgeschwindigkeit zur Folge, durch die besonders im niederfrequenten Bereich die Amplituden verstärkt werden. Die zeitlichen Variationen der Windrichtung (Abb. 4) zeigen zunächst keine signifikanten räumlichen Veränderungen.

Phasenverschiebungen der Signale über Land und See sind in den Abbildungen 2-4 nur schwer erkennbar. Durch Spreizung der Zeitskala können diese ebenfalls den Zeitreihen entnommen werden. Die Abbildung 5 zeigt für August 1976 den zeitlichen Verlauf der Windrichtung, der Windgeschwindigkeit, des Druckes und der Temperatur. Eine Phasenverschiebung im täglichen Temperaturverlauf zwischen Land- und Seestationen ist zu erkennen; die Extremwerte treten über See später ein. Bei den Windmessungen zeigen sich, durch die turbulenten Störungen schwerer erkennbar, ebenfalls Phasenverlagerungen geringerer Ausprägung. Der Windbetrag zeigt nachts über See oft ein Maximum, während über dem

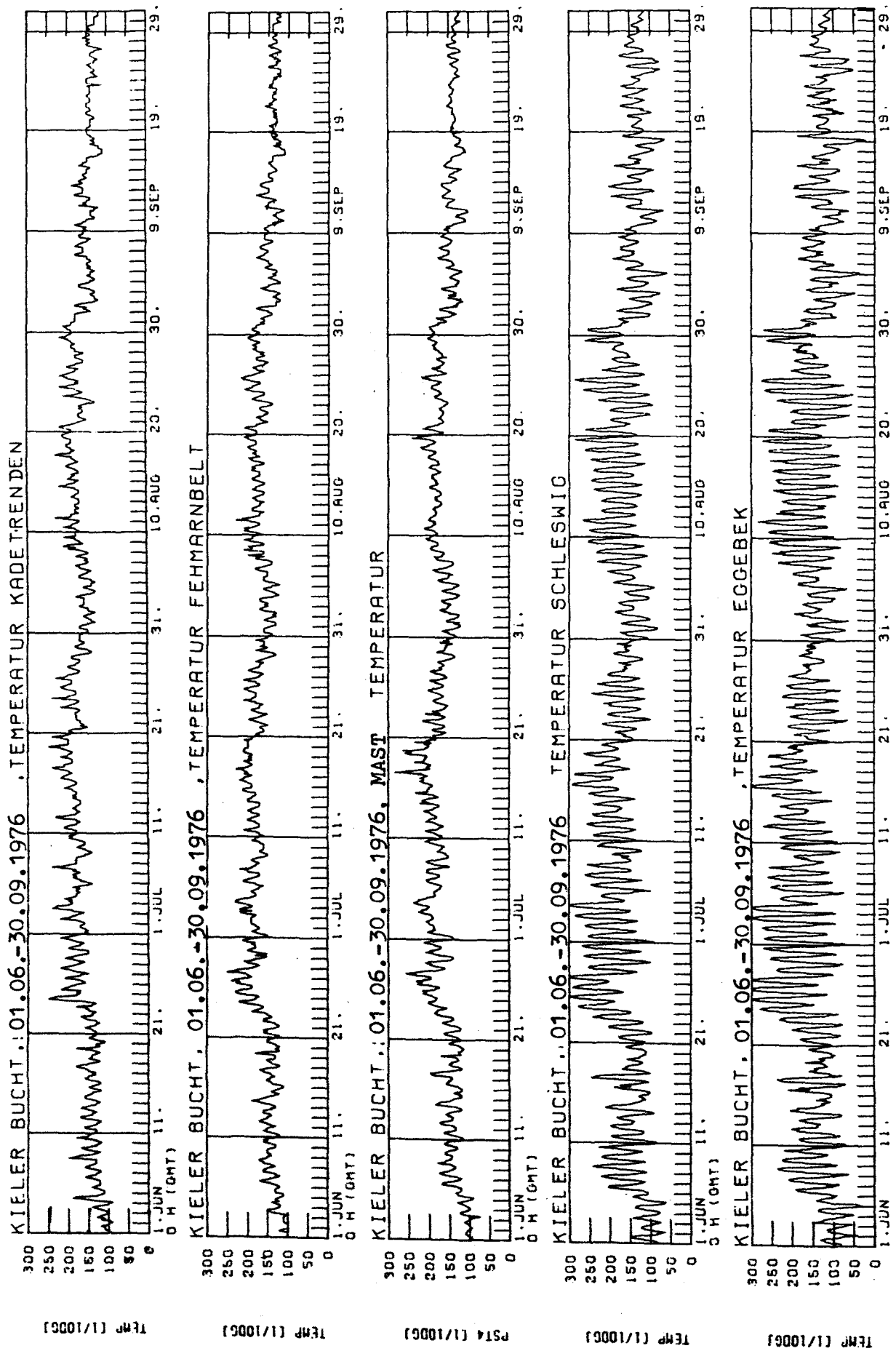


Abb. 2 Temperaturverlauf für den Zeitraum Juni-September 1976

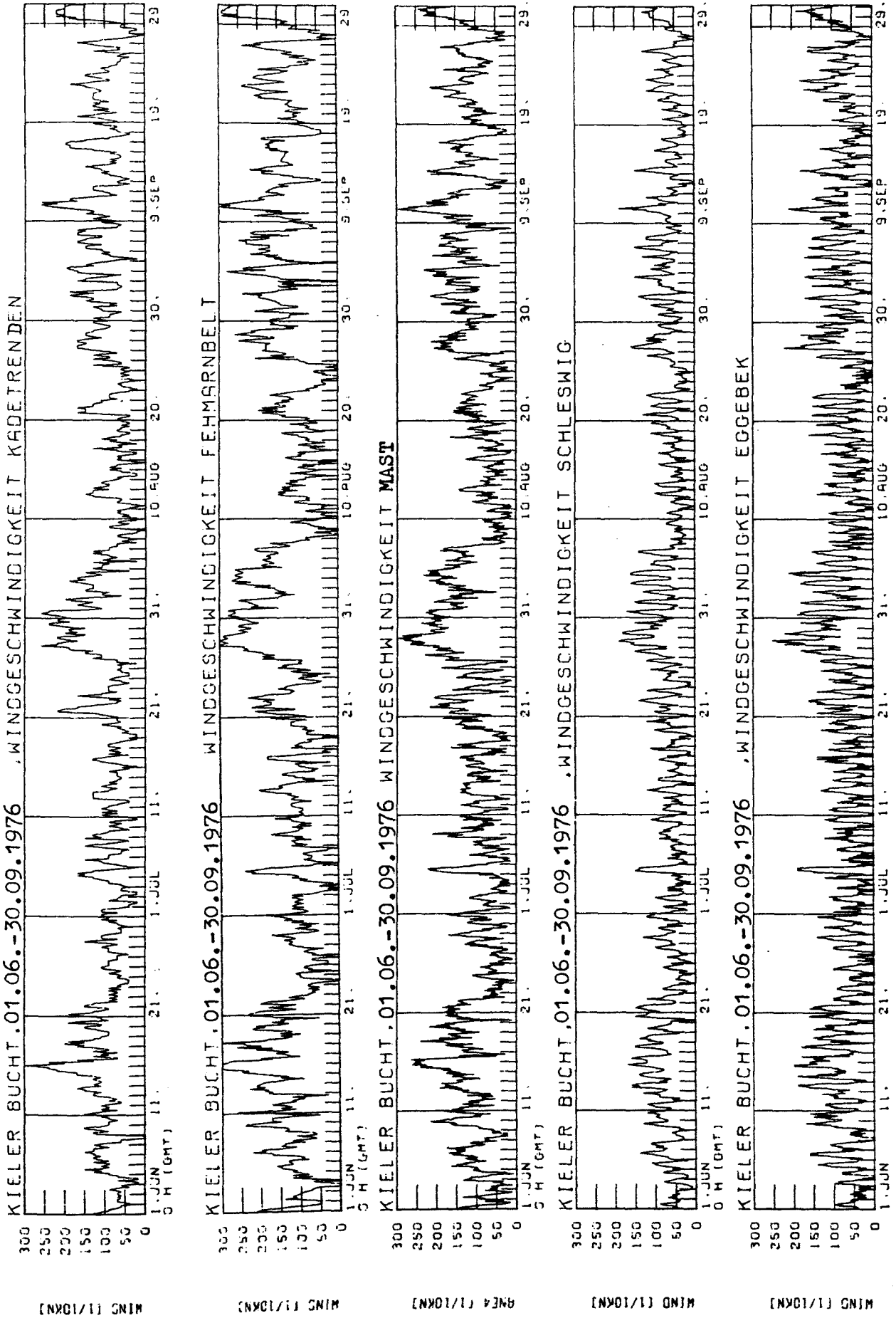


Abb.3 Zeitreihen der Windgeschwindigkeit für Juni-September 1976

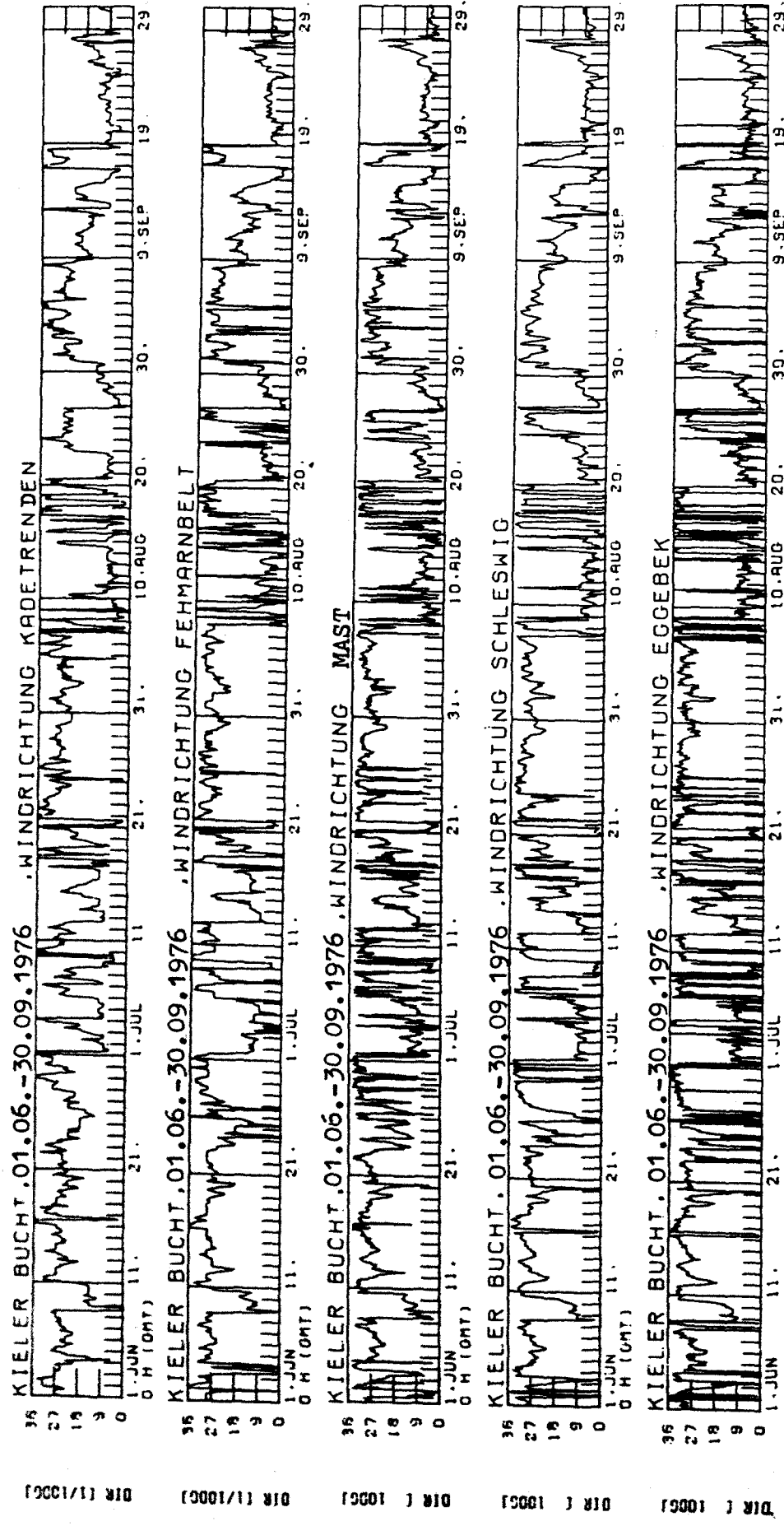


Abb.4. Der zeitliche Verlauf der Windrichtung von Juni bis September 1976

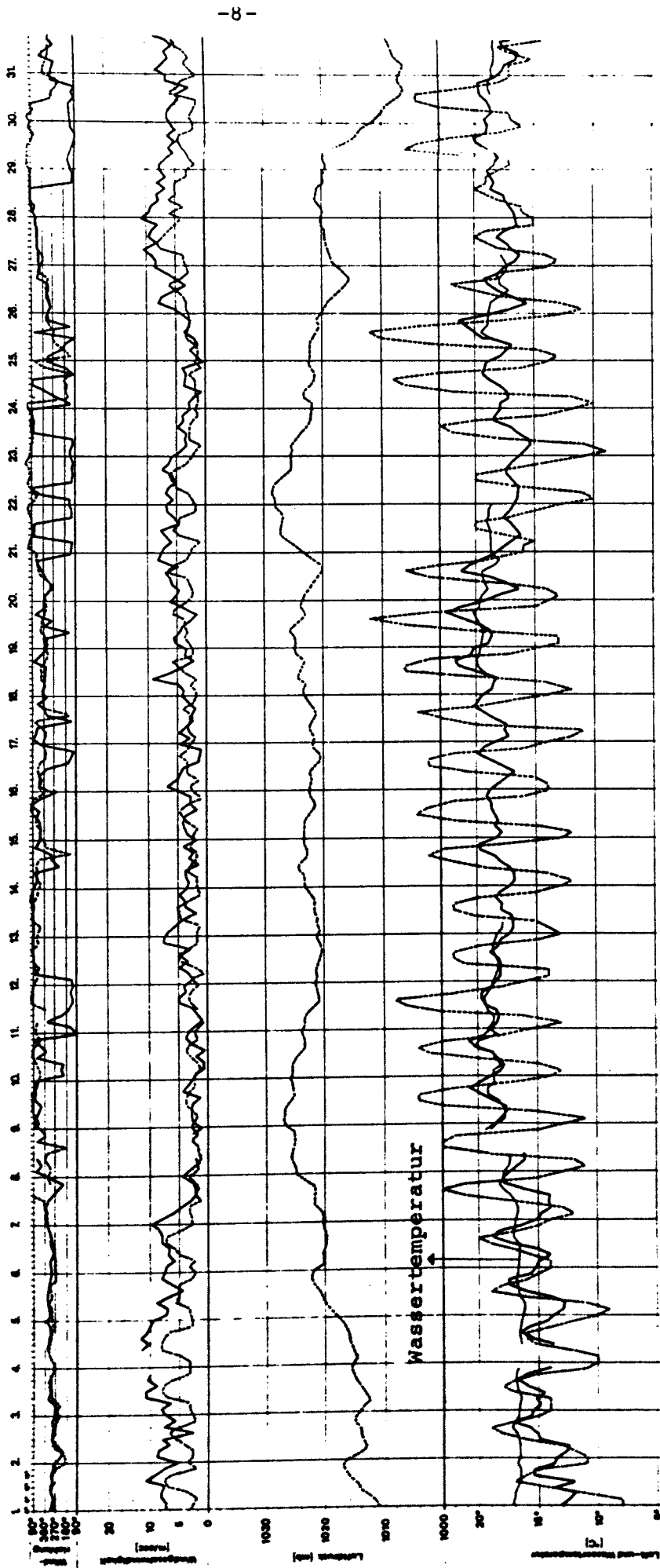


Abb.5 Verlauf meteorologischer Parameter im August 1976 (----) Schleswig, (—) Meßmast

Land dieses bevorzugt in den Mittagsstunden beobachtet werden kann.

Die hier anhand der Zeitreihen aufgezeigten Strukturen sind die in der Meteorologie bereits bekannten Merkmale der Signalmodifikation zwischen Land und See. Sie zeigen, daß über der Kieler Bucht die Bodenregistrierungen der Temperatur und des Windes bereits einen ausgeprägten maritimen Charakter haben. Hinsichtlich der detaillierten Feldverteilungen geben sie nur einen groben Überblick. Die synoptische Konfiguration des Feldes soll im folgenden mittels numerischer Analyse bestimmt werden.

3.OBJEKTIVE ANALYSE SKALARER FELDER

3.1.Übersicht der numerischen Analyseverfahren

Numerische Analyseverfahren finden in der Meteorologie seit Einführung der elektronischen Datenverarbeitung Anwendung. Sie ermöglichen eine schnelle Berechnung von Feldverteilungen, die für die weitere Verwendung in prognostischen Modellen oder für die klimatologische Aufarbeitung größerer Datensätze geeignet sind. Mit Verfahrensentwicklungen haben sich eine Vielzahl Autoren beschäftigt. Zu unterscheiden sind hier die rein mathematischen Ansätze von denjenigen, in die bereits meteorologische Informationen einfließen.

Zur ersten Gruppe gehören die von Gilchrist und Cressman (1954) entwickelten Verfahren, welche Polynomansätze verwenden. Es wird lediglich gefordert, daß die Summe der quadratischen Abweichungen zwischen dem berechneten Feld und den Registrierungen am Meßort minimal wird, eine spezielle Gruppe bilden hier die Ansätze mit orthogonalen Funktionen (Fechner, 1973).

Für das Analysegebiet der Kieler Bucht wurden von Kirk (1977) die Feldverteilungen von Wind, Temperatur, Druck und

Feuchte mit Hilfe Legendre'scher Polynome bestimmt. Obwohl hier zusätzlich Meldungen der zeitversetzt messenden Klimastationen hinzugezogen wurden, zeigten die berechneten Felder vielfach ein instabiles Verhalten an den Rändern, das offenbar durch die ausgeprägten lokalen Unterschiede innerhalb des Feldes verursacht wurde.

Zu den numerischen Verfahren, die bereits meteorologische Informationen voraussetzen, gehören die von Bergthorsson und Döös (1955) entwickelten Korrekturverfahren. Hierbei wird ein Schätzfeld, das beispielsweise ein Prognosefeld sein kann, mittels der aktuellen Messungen solange iterativ korrigiert, bis die quadratischen Abweichungen wiederum minimal werden. Im Gegensatz zur Polynommethode wird hierbei keine analytische Funktion bestimmt, sondern eine Extrapolation für jeden Gitterpunkt durchgeführt.

Dies gilt auch für das im nächsten Abschnitt beschriebene optimum Interpolationsverfahren, das von Gandin (1963) und Belousov et.al. (1968) abgeleitet wurde.

Im Deutschen Wetterdienst wird das Korrekturverfahren in einer weiterentwickelten Form (Kaestner, 1971) zur Zeit verwendet.

3.2. Die optimum Interpolationsmethode

3.2.1. Theoretische Grundlagen

Zu bestimmen sind die Funktionswerte einer skalaren Funktion $\zeta(R)$ an M Gitterpunkten im Bodenniveau. Der Ortsvektor habe im zu betrachtenden Fall die Form $R=R(x,y)$, hierbei sind x und y die horizontalen Komponenten eines kartesischen Systems mit x positiv nach Osten und y positiv nach Norden gerichtet. Ferner seien die Feldwerte ξ an N Punkten des Meßgebietes festgelegt. Unter der Voraussetzung, daß die Registrierungen nicht räumlich voneinander unabhängig sind, kann für einen beliebigen

Gitterpunkt i folgender Ansatz gemacht werden

$$(1) \quad \zeta_i - \bar{\zeta} = \sum_{j=1}^N p_j (\zeta_j - \bar{\zeta}) \quad i=1,2,\dots,M$$

Die Abweichungen der skalaren Größen vom Feldmittelwert $\bar{\zeta}$ lassen sich an einem beliebigen Gitterpunkt als Linearkombination der Abweichungen der Meßwerte darstellen. Gesucht ist eine Vorschrift zur Berechnung der Wichtungsfaktoren p_j . Wird die Variable $\zeta - \bar{\zeta}$ mit der zunächst unbekannten Streuung

$$(2) \quad \sigma = \sqrt{\overline{\zeta'^2}} \quad \text{mit } \zeta' = \zeta - \bar{\zeta}$$

normiert, so erhält man eine von der Varianzverteilung des Feldes unabhängige Variable

$$(3) \quad \theta = \frac{\zeta - \bar{\zeta}}{\sigma}$$

Da θ jedoch eine stochastische Variable ist, die sich aus einem determinierten und einem nicht korrelierten Signalanteil zusammensetzt, kann eine exakte räumliche Extrapolation, wie sie gemäß (1) postuliert ist, nicht durchgeführt werden. Mit zunehmendem Rauschanteil erhöht sich somit der Extrapolationsfehler. Für den Funktionswert am Gitterpunkt i kann also nur ein Schätzwert angegeben werden. Sei $\tilde{\theta}$ der Schätzwert am Gitterpunkt i , ϵ der Rauschanteil und θ^* das rauschfreie Signal, so lautet die zu (1) analoge Form für stochastische Größen

$$(4) \quad \tilde{\theta}_i = \sum_{j=1}^N p_j (\theta_j^* + \epsilon_j) \quad i=1,2,\dots,M$$

Wird angenommen, daß an den Gitterpunkten ebenfalls Meßungen vorliegen, so läßt sich durch Minimierung des Ausdrucks

$$(5) \quad E_i = \left(\theta_i^* - \sum_{j=1}^N p_j (\theta_j^* + \epsilon_j) \right)^2 \quad i=1,2,\dots,M$$

unter der Voraussetzung $M \geq N$ ein lineares Gleichungssystem zur Bestimmung der p_j ableiten.

Liegen an den Netzknoten keine Informationen vor, so ist das Problem ohne zusätzliche Annahmen nicht lösbar. Kennt man jedoch die statistischen Kenngrößen des Feldes, so ist wie Gandin zeigte eine Extrapolation gemäß (4) möglich. Die statistische Zeitreihenanalyse (s. u. a. Jenkins & Watts, 1968) zeigt, daß normalverteilte stochastische Variable vollständig durch die zentralen Momente der zweiten Ordnung, den Kovarianzen bzw. den zugeordneten Frequenz-Wellenzahlenspektren, beschrieben werden können. Da für das vorliegende Problem die zeitlichen und vertikalen Zusammenhänge nicht betrachtet werden, lautet die zugeordnete Kovarianzfunktion

$$(6) \quad \text{KOV}_\zeta(R_1, R_2) = \overline{\zeta'(R_1) \cdot \zeta'(R_2)} \quad .$$

Sie beschreibt das mittlere Produkt der Abweichungen $\zeta' = \zeta - \bar{\zeta}$ zwischen zwei Punkten des Feldes. Für $R_1 = R_2$ erhält man die räumliche Varianzverteilung. Bildet man die Varianzfunktion der normierten Variablen, so erhält man eine ebenfalls normierte Kovarianzfunktion, die in der Literatur als Korrelationsfunktion bezeichnet wird

$$(7) \quad \text{KOR}(R_1, R_2) = \overline{\theta(R_1) \cdot \theta(R_2)} \quad .$$

Führt man den Differenzvektor $\Lambda = R_1 - R_2$ ein, so folgt

$$(8) \quad \text{KOR}(R_1, \Lambda) = \overline{\theta(R_1) \cdot \theta(R_1 + \Lambda)}$$

Λ ist der Verschiebungsvektor. Die Funktion $\text{KOR}(R_1, \Lambda)$ erreicht für $|\Lambda| = 0$ den Maximalwert 1 und konvergiert für große Werte von Λ gegen Null. Hierin kommt zum Ausdruck, daß weit auseinander liegende Werte von θ voneinander linear unabhängig sind und sich folglich gegenseitig nicht

mehr beeinflussen. Durch die Funktion (8) wird ein inhomogenes stochastisches Feld vollständig beschrieben. Da jedoch nur endlich viele Realisierungen $\theta(R)$ existieren, stellt (8) lediglich einen Schätzwert dar, für den Vertrauensgrenzen benannt werden müssen (Taubenheim, 1969). Die aufwendig experimentell zu ermittelnde Vektorfunktion $KOR(R, \Lambda)$ vereinfacht sich für viele Probleme. Ist erkennbar, daß $KOR(R, \Lambda)$ nur noch vom Verschiebungsvektor Λ abhängt, so wird das zugeordnete stochastische Feld als homogen bezeichnet. Gilt ferner $KOR(\Lambda) = KOR(|\Lambda|)$, so ist die Korrelation durch eine skalare Funktion beschreibbar und das Feld ist isotrop. Ist die Korrelationsfunktion bekannt, so kann nach Gandin statt (5) der Ansatz

$$(9) \quad E_1 = \left(\theta_1^x - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j (\theta_j^x + \epsilon_j) \right)^2 \quad i=1, 2, \dots, M$$

gemacht werden. Der quadratische Fehler am Gitterpunkt für eine Realisierung des Feldes wird durch den mittleren quadratischen Fehler über ein Ensemble ersetzt. Die Minimierung erfolgt hier im statistischen Mittel. Nach den Regeln für das Rechnen mit gemittelten Größen kann man weiter schreiben

$$(10) \quad E_1 = \theta_1^{x2} - 2 \cdot \theta_1^x \cdot \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j \cdot \theta_j^x - 2 \theta_1^x \cdot \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j \cdot \epsilon_j +$$

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j \cdot \theta_j^x \cdot \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N p_k \cdot \theta_k^x + 2 \cdot \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j \cdot \theta_j^x \cdot \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N p_k \cdot \epsilon_k$$

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N p_j \cdot \epsilon_j \cdot \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N p_k \cdot \epsilon_k \quad i=1, 2, \dots, M$$

Da die Wichtungsfaktoren p_j für die vorgegebene Realisierungen zeitinvariant sind und weiter ϵ unkorreliert ist und nur eine von Null verschiedene Varianz besitzt, folgt

$$(11) \quad E_i = \overline{\theta_i^{*2}} - 2 \sum_{j=1}^N p_j \overline{\theta_i^* \theta_j^*} + 2 \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^N p_j p_k (\overline{\theta_j^* \theta_k^*} + \overline{\epsilon_j^2})$$

$i=1,2,\dots,M$

Der mittlere quadratische Fehler wird nun durch geeignete Wahl der p_j minimiert. Für jeden Gitterpunkt $i=1,2,\dots,M$ gilt nun

$$(12) \quad \frac{\partial E_i}{\partial p_j} = -2 \overline{\theta_i^* \theta_j^*} + 2 \sum_{k=1}^N p_k (\overline{\theta_j^* \theta_k^*} + \overline{\epsilon_j^2}) \equiv 0$$

$j=1,2,\dots,N$

Das Gleichungssystem zur Bestimmung der p_j lautet somit

$$(13) \quad \sum_{k=1}^N p_k (\overline{\theta_j^* \theta_k^*} + \overline{\epsilon_j^2}) = \overline{\theta_i^* \theta_j^*} \quad j=1,2,\dots,N$$

und mit (11) folgt

$$(14) \quad E_i = \overline{\theta_i^{*2}} - \sum_{j=1}^N p_j \overline{\theta_i^* \theta_j^*} \quad i=1,2,\dots,M$$

Über die Korrelationsfunktion legen (13) und (14) damit die Wichtungskoeffizienten und den Extrapolationsfehler fest.

3.2.2. Bestimmung der Korrelationsfunktion

Entsprechend den Ableitungen des vorherigen Abschnitts ist die Qualität der Extrapolation von der Abschätzung der Korrelationsfunktion abhängig. Die Wahl einer optimalen Stationsdichte wird vom Verlauf der Korrelationsverteilung und damit von der turbulenten Struktur des Feldes beeinflusst. Alaka und Elvander (1972) behandeln in ihren Untersuchungen, wie die Stationsdichte und das Rauschen in den meteorologischen Signalen die Qualität der Feldanalyse beeinflussen. Bergman (1978) beschäftigt sich ausschließlich mit dem Einfluß der nichtkorrelierten

Größen auf die numerische Analyse. Die theoretischen wie auch die experimentellen Abhandlungen zu dieser Thematik zeigen, daß bei großer Stationsdichte der Einfluß des Störsignalanteils auf die Feldberechnung gering ist. Eigene Untersuchungen bestätigen den geringen Einfluß auf die Ergebnisse. Variationen des Parameters ϵ ergaben keine signifikanten Veränderungen des Feldes. Schwierigkeiten entstehen bei der mesoskaligen Feldanalyse dadurch, daß die Korrelationsfunktion aufgrund der geringen Distanzen nicht vollständig bestimmbar ist. Die dem linearen Gleichungssystem (13) zugeordnete Koeffizientenmatrix besteht in diesem Fall aus Elementen, die numerisch nur wenig variieren. Dies führt zu großer Empfindlichkeit der Analysen gegenüber Veränderungen der Korrelationsfunktion. Eine hinreichende statistische Absicherung ist deshalb besonders erforderlich. Die Tabelle 1 zeigt für den Zeitraum Juni-September 1976 den Mittelwert und die Standardabweichung der Temperaturzeitreihen für einige Stationen im Bereich der Kieler Bucht. Zwischen den See-, Küsten- und Landstationen ist eine deutliche Zunahme der Standardabweichungen zu erkennen. Es ist daher erforderlich, die Feldvariablen gemäß (3) zu normieren und die varianzunabhängig Korrelationsfunktion zu ermitteln. Für die Analysen der Kieler Bucht wurden die Korrelationskoeffizienten zwischen den 15 Stationen bestimmt. Für die Temperaturregistrierungen ist die Verteilung der Koeffizienten in Abbildung 6 wiedergegeben. Hierbei wird zunächst angenommen, daß isotrope Verhältnisse vorliegen, also gilt

$$(15) \quad \text{KOR}(R_1, A) = \text{KOR}(|A|)$$

Die Verteilung ist orts- und richtungsunabhängig als Funktion der Distanz aufgetragen.

Spektralanalytische Untersuchungen der Temperaturzeit-

Station	Mittelwert	Standard- abweichung	Klassifizierung der Lage
Fehmarnbelt	15.3	2.8	See
Meßmast	15.5	3.0	See
Kadetrenden	15.4	2.8	See
Keldsnor	15.5	3.4	Küste
Kegnaes	15.2	3.5	Küste
Omö	15.6	3.1	Küste
Schleswig	14.9	4.8	Land
Meierwik	15.2	4.4	Land
Eggebek	14.6	5.3	Land
Jagel	15.4	4.9	Land
Hohn	14.8	5.3	Land
Kiel- Holtenau	14.7	4.6	Land

Tabelle 1: Mittelwerte und Streuungen der Temperatur in °C für Juni-September 1976

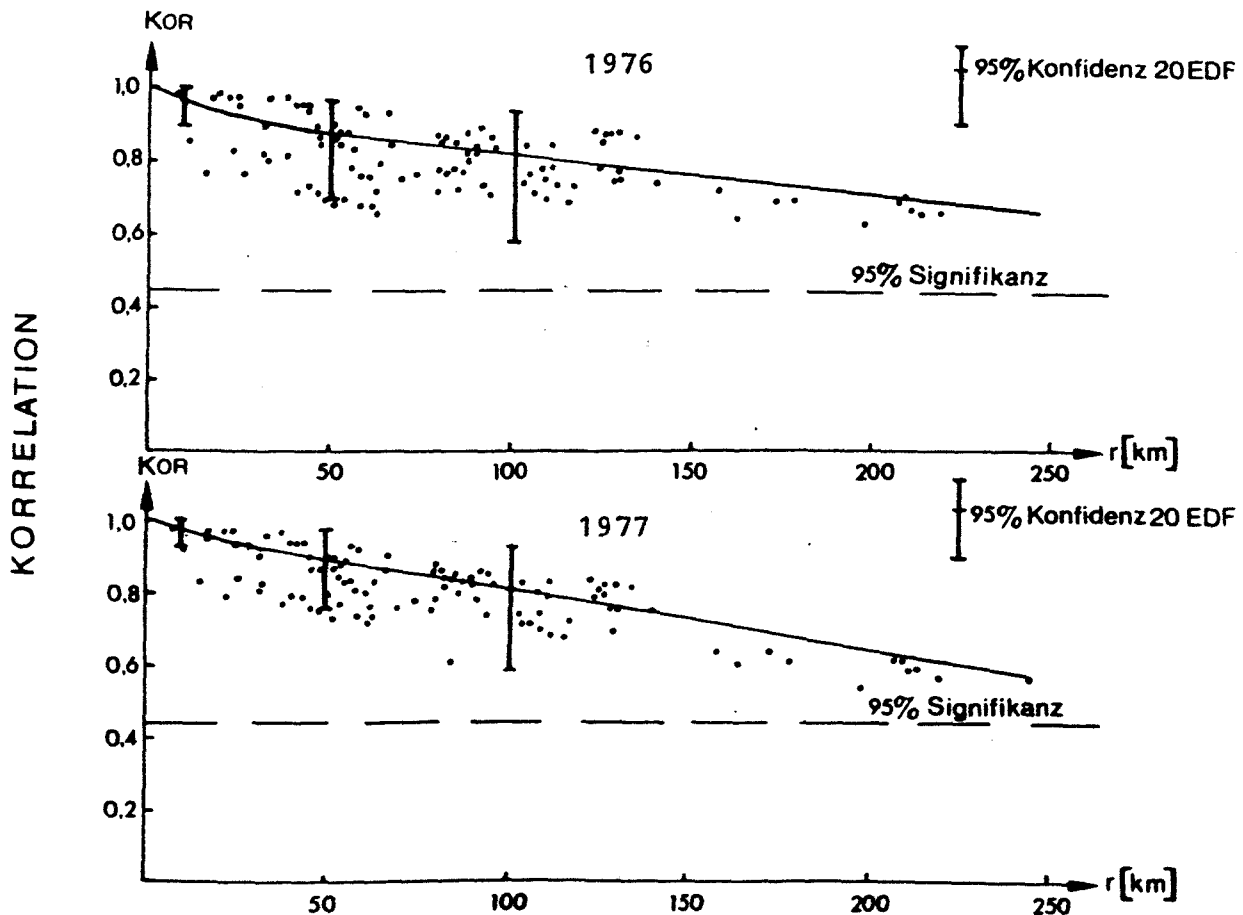


Abb.6 Korrelationsverteilung der Temperatur Juni-September

reihen zeigen maximale langperiodische Schwankungen mit signifikanten Perioden von ca. 6 Tagen. Da der Jahresgang durch Trendelimination über einmonatige Teilreihen herausgefiltert ist, können Werte, die mehr als 6 Tage auseinanderliegen als voneinander unabhängig betrachtet werden. Für eine Reihe mit 976 Meßpunkten und dreistündigem Abtastintervall beträgt damit die Anzahl der äquivalenten Freiheitsgrade $EDF=20$. Für diesen Wert sind in Abbildung 6 die 95% Signifikanzschwelle sowie die Konfidenzintervalle angegeben.

Zur Lösung des linearen Gleichungssystems (13) muß die Korrelation zwischen Meßpunkt und Gitter festgelegt werden. Hierzu muß eine Ausgleichsfunktion der Punktverteilung zugeordnet werden. Bei isotropen Verhältnissen ist das Feld durch eine skalare Funktion festgelegt. Die analytische Form der Kurve muß dabei so vorgegeben sein, daß eine positiv definite Fouriertransformation existiert und $KOR(|A|)$ die Rücktransformierte des Wellenzahlenspektrums ist. Neben Bergman (1978) haben Thiebaux (1974) und Julien et. al. (1975) Untersuchungen über geeignete Ansätze der Funktion durchgeführt und ihren Einfluß auf die Qualität der Analysen ausgewertet. Für Probleme bei der Erstellung mesoskaliger Felder ist die Wahl spezieller analytischer Ansätze wiederum von geringerer Bedeutung. Im Rahmen dieser Arbeit wurde für die Korrelationsfunktion ein Ansatz der Form

$$(16) \quad KOR(r) = (A \cdot e^{-B \cdot r^C} + 1 - A) \cos(D \cdot r)$$

gewählt, wobei hier wie bereits in Abbildung 6 $r=|A|$ gesetzt wurde. In diesem Ansatz sind die wesentlichen Eigenschaften der Korrelationsfunktion implementiert.

$$(17) \quad \begin{aligned} KOR(r=0) &= 1 \\ \lim_{r \rightarrow \infty} KOR(r) &= 0 \\ -1 &\leq KOR(r) \leq 1 \end{aligned}$$

Zur Bestimmung der Konstanten in (16) wurde die Korrelationsverteilung zunächst geglättet. Hierzu wurde der Distanzbereich bis zu 250 km in 50 km Intervalle aufgeteilt und jeweils ein zentraler Mittelwert zugeordnet. Die Mittelung innerhalb der 50 km Bereiche erfolgte nach einer von Petersen und Truske (1969) abgeleiteten Wichtungsformel

$$(18) \quad \text{KOR}(d_i) = \frac{\sum_{j=1}^{N_i} \text{KOR}(r_j) \frac{N_i (0.5 + 0.5 \cos(\pi(r_j - d_i)/50))}{\sum_{j=1}^{N_i} N_i (0.5 + 0.5 \cos(\pi(r_j - d_i)/50))}}{i=1, 2, \dots, 5}$$

d_i ist die Intervallmitte, N_i die Anzahl der Koeffizienten im Intervall $d_i \pm 25$ km. Durch (18) werden die Korrelationskoeffizienten in Intervallmitte stärker als diejenigen am Rande gewichtet.

Die Anpassung der Funktion (16) nach der Methode der kleinsten Quadrate führt auf ein nichtlineares Gleichungssystem zur Bestimmung der Konstanten. Da eine Lösung des Problems auf diesem Wege nicht elementar möglich ist, wurde zur Angleichung ein direktes Suchverfahren angewendet, welches von Hooke und Jeeves (1961) entwickelt wurde. Ausgehend von Schätzwerten für die Konstanten in (16) werden diese iterativ solange variiert, bis das Quadrat der Abweichungen zwischen den geglätteten Korrelationswerten und der analytischen Form einen Minimalwert erreicht hat.

Die berechnete Ausgleichsfunktion ist in Abbildung 6 wiedergegeben. Ihre analytische Form lautet

$$(19) \quad \begin{aligned} \text{Daten 1976: } \text{KOR}(r) &= (0.9 \cdot e^{-0.2r^{0.36}} + 0.1) \cos(0.2r) \\ \text{Daten 1977: } \text{KOR}(r) &= (0.9 \cdot e^{-0.2r^{0.53}} + 0.1) \cos(0.3r) \end{aligned}$$

mit $r [10^2 \text{ km}]$

3.2.3. Verfahrensmodifikation bei der Feldberechnung für die Kieler Bucht.

Nach Bestimmung der Wichtungskoeffizienten kann der Feldwert am Gitterpunkt i gemäß (4) ermittelt werden. Unter der Annahme eines homogenen Feldes gilt gleichfalls (1), wenn der Feldmittelwert bekannt ist.

Will man die Extrapolation nicht auf die Abweichungen vom Mittelwert anwenden, sondern auf die direkten Meßwerte, so werden die Ableitungen des Abschnitts 3.2.1. modifiziert. Es gilt nach (1)

$$(20) \quad \zeta_i = \left(\bar{\zeta} - \sum_{j=1}^N p_j \bar{\zeta} \right) + \sum_{j=1}^N p_j \zeta_j \quad i=1,2,\dots,M.$$

hieraus folgt

$$(21) \quad \zeta_i = \sum_{j=1}^N p_j \zeta_j \quad i=1,2,\dots,M$$

mit der Nebenbedingung

$$(22) \quad \sum_{j=1}^N p_j = 1$$

Die Lösung des Gleichungssystems (13) mit einer Nebenbedingung erfordert die Hinzunahme einer weiteren Variablen. Nach der Lagrange Methode ergibt sich folgendes Gleichungssystem

$$(23) \quad \begin{aligned} \sum_{k=1}^N p_k (\overline{\theta_j \theta_k} + \epsilon_j^2) + \lambda &= \overline{\theta_1 \theta_j} \\ \sum_{k=1}^N p_k &= 1 \end{aligned} \quad j=1,2,\dots,N$$

bzw. in Matrizenschreibweise

$$\begin{pmatrix} \overline{\theta_1^* \theta_1^* + \epsilon_1^2} & \overline{\theta_1^* \theta_2^*} & \dots & \overline{\theta_1^* \theta_N^*} & , & 1 \\ \overline{\theta_2^* \theta_1^*} & \overline{\theta_2^* \theta_2^* + \epsilon_2^2} & \dots & \overline{\theta_2^* \theta_N^*} & , & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \overline{\theta_N^* \theta_1^*} & \overline{\theta_N^* \theta_2^*} & \dots & \overline{\theta_N^* \theta_N^* + \epsilon_N^2} & , & 1 \\ 1 & , & 1 & , \dots , & 1 & , & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \vdots \\ p_N \\ \lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{\theta_1^* \theta_1^*} \\ \overline{\theta_1^* \theta_2^*} \\ \vdots \\ \overline{\theta_1^* \theta_N^*} \\ 1 \end{pmatrix} .$$

Für den mittleren quadratischen Extrapolationsfehler folgt damit

$$(24) \quad E_i^* = 1 - \sum_{j=1}^N p_j \overline{\theta_1^* \theta_j^*} - \lambda$$

wobei für die normierte Variable gilt $\overline{\theta_1^* \theta_1^*} = 1$.

Die Berechnungen der Kieler Bucht Analysen erfolgten für den homogenen Fall somit gemäß (21) und (23), der Extrapolationsfehler wurde nach Formel (24) bestimmt.

4. DAS TEMPERATURFELD IM BEREICH DER KIELER BUCHT

4.1. Feldstrukturen unter der Annahme isotroper Verhältnisse

Die Lösung der Gleichung (23) liefert für den durch die Statistik erfaßten Zeitraum einen Satz von 15 Wichtungsfaktoren. Die Berechnungen sind für jeden Gitterpunkt zu wiederholen. Abbildung 7 zeigt die Anordnung des benutzten Gitters. Der Gitterabstand beträgt 12 km; es wird somit ein Gebiet von $14.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ überdeckt. Der Mittelpunkt des Netzes liegt bei $\varphi = 54.63^\circ \text{N}$, $\lambda = 10.25^\circ \text{E}$, die Randkoordinaten lauten $\varphi = 54.08^\circ \text{N}$, $\varphi = 54.63^\circ \text{N}$, $\lambda = 9.32^\circ \text{E}$ und $\lambda = 11.18^\circ \text{E}$. Die Abbildungen 8 a-h zeigen Einzelanalysen für den 9. August 1976. Es ist die Variation des Temperaturfeldes

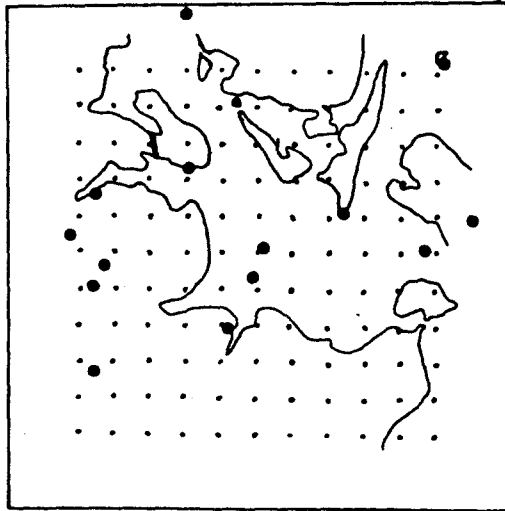
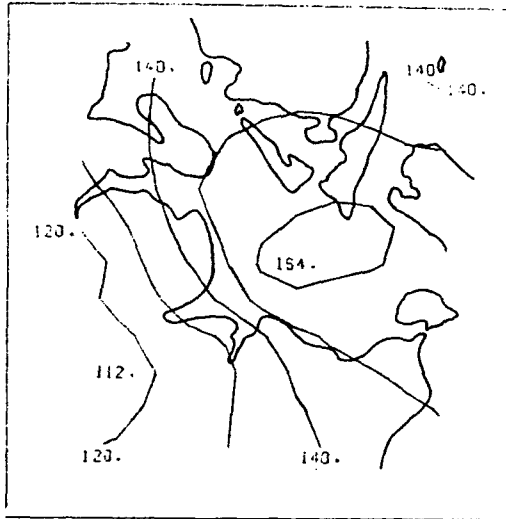


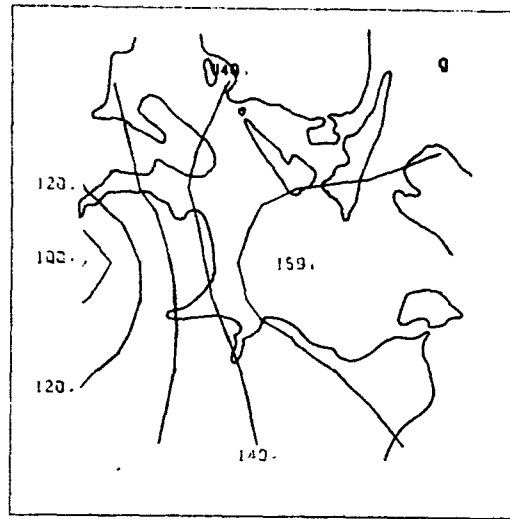
Abb.7 Anordnung des verwendeten Gitters in der Kieler Bucht

im Abstand von drei Stunden dargestellt. Die synoptische Wetterlage wird durch ein Hochdruckgebiet über Skandinavien bestimmt. Die Analysen zeigen den Temperaturgradienten, der sich im Küstenbereich bei geringer Bewölkung und schwacher Advektion aufbaut. Über dem Land ist eine Tagesschwankung der Temperatur von 12°C , über dem Wasser von 4°C zu verzeichnen. Um 1.00 Uhr ist über der Kieler Bucht ein lokales Maximum der Temperatur zu erkennen. Die Isothermen verlaufen im wesentlichen küstenparallel. Das lokale Temperaturmaximum schwächt sich gegen 4.00 Uhr ab, die Temperaturen erreichen ihren Minimalwert während das Gefälle zwischen Land und See erhalten bleibt. Im weiteren Verlauf schwächt sich der Temperaturgradient ab. Der 7.00 Uhr Termin zeigt noch ein schwaches Temperaturmaximum über dem Wasser. Um 10.00 Uhr hat sich der Gradient zwischen Land und See umgekehrt und die 13.00 Uhr Analyse zeigt über dem Wasser ein lokales Temperaturminimum, das sich um 16.00 Uhr wiederum abgeschwächt hat. Die Gradientabschwächung und die Richtungsumkehr kann den 19.00 und 22.00 Uhr Analysen entnommen werden.

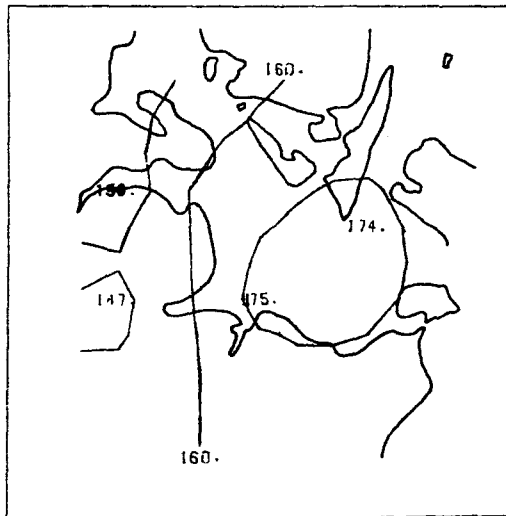
Der Vergleich mit einigen Zeitreihen dokumentiert, daß die wesentlichen Strukturen des Tagesganges der Temperatur durch die numerische Analyse approximiert werden. Die Abbildung 9 zeigt die tägliche Variation an den Stationen



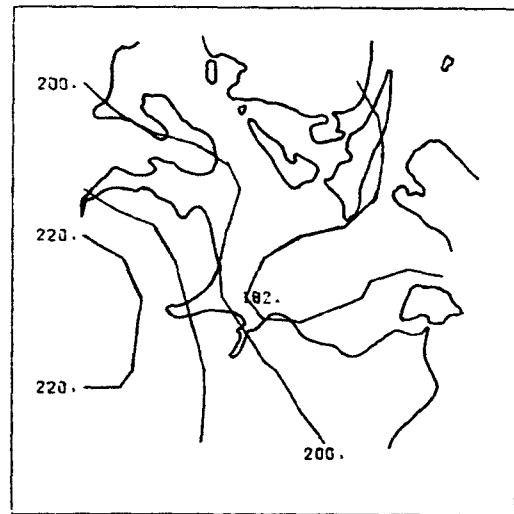
a: 01.00 Uhr



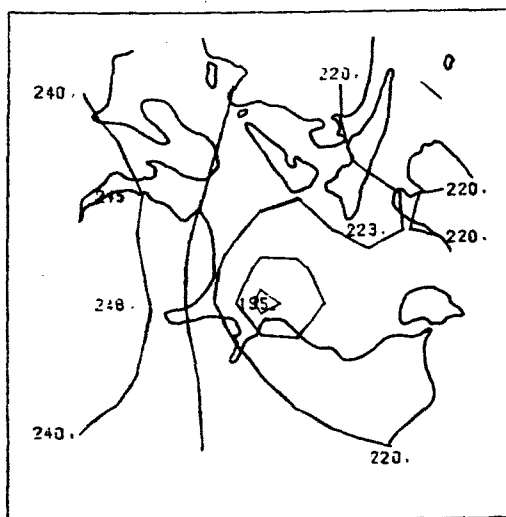
b: 04.00 Uhr



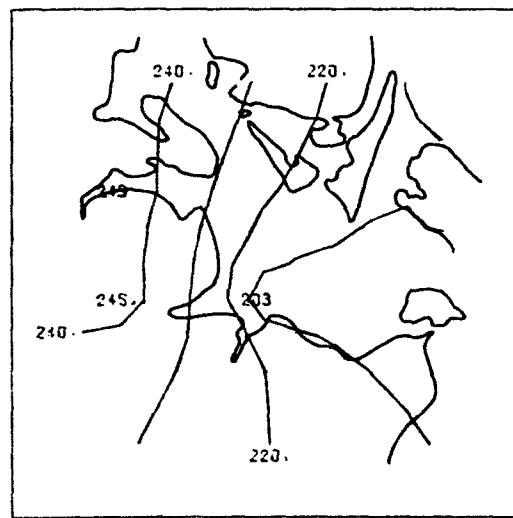
c: 07.00 Uhr



d: 10.00 Uhr

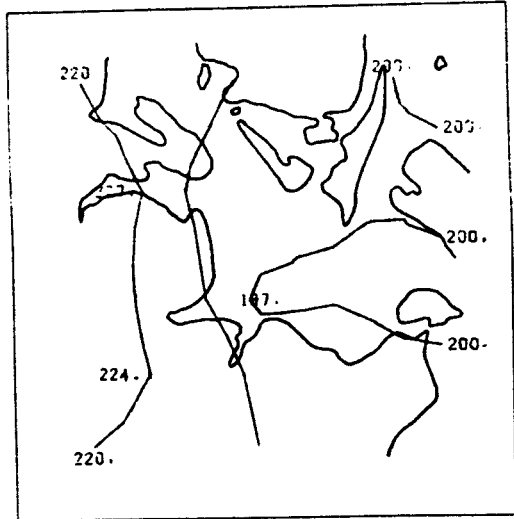


e: 13.00 Uhr

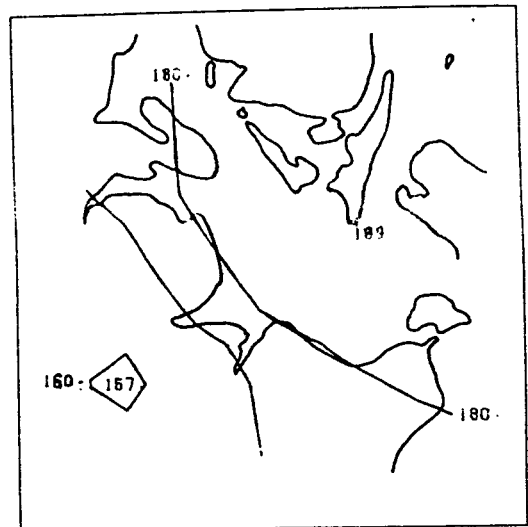


f: 16.00 Uhr

Abb.8 Tagesgang des Temperaturfeldes unter der Annahme isotroper Verhältnisse; Temperaturangaben in $1/10^{\circ}\text{C}$



g: 19.00 Uhr



h: 22.00 Uhr

Abb.8-Fortsetzung-Tagesgang des Temperaturfeldes unter der Annahme isotroper Verhältnisse; Temperaturangaben in $1/10^{\circ}\text{C}$.

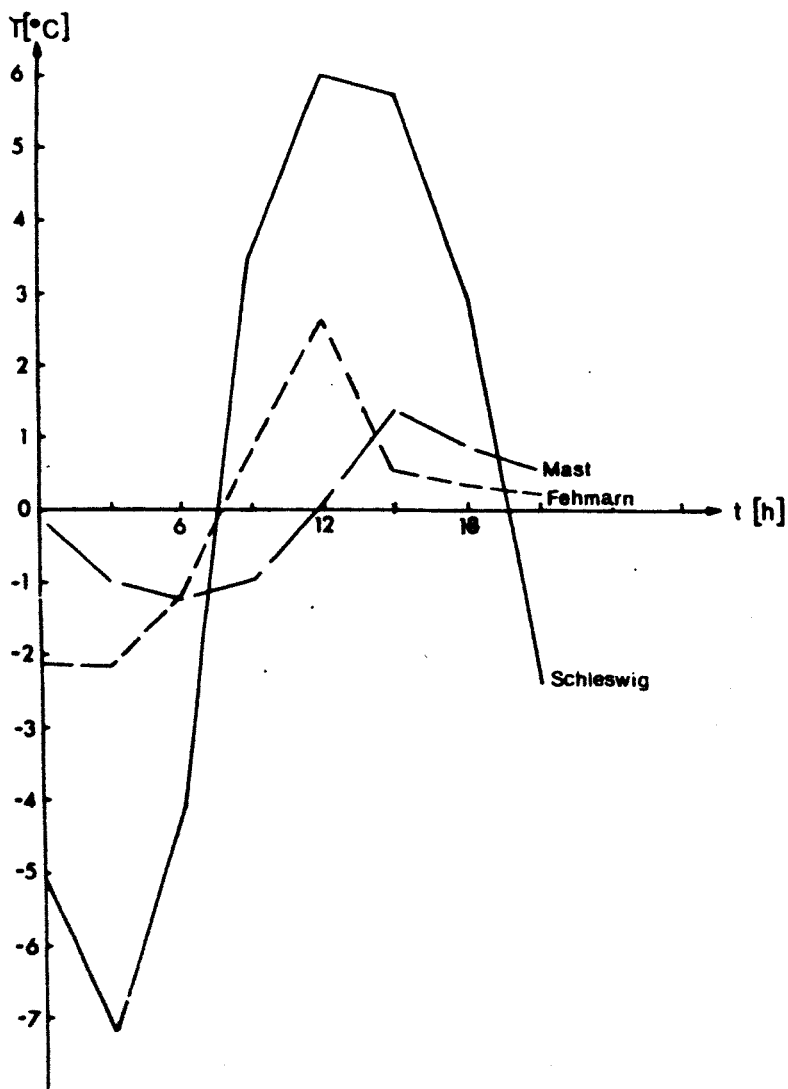


Abb.9 Tagesgang der Temperatur am 9.8.1976 bezogen auf den Tagesmittelwert.

Schleswig, Meßmast und Fehmarnbelt. Dargestellt ist die Abweichung vom Tagesmittelwert. Entsprechend den Felddarstellungen zeigt die Temperatur am Meßmast um 0.00 Uhr GMT im Vergleich zu den übrigen Stationen ein Maximum. Um 12.00 Uhr GMT kehrt sich die Situation um; die Erwärmung an den Stationen Schleswig und Fehmarnbelt ist ausgeprägter, am Meßmast wird ein Minimum registriert. Der Meßwertabstand kann hier zu einer Überbetonung der Phasenverschiebung führen. Eine etwas reduzierte Phasenverschiebung ist wahrscheinlich. Die größeren Amplituden im Bereich des Feuerschiffs Fehmarnbelt, sowie die Phasenverschiebungen gegenüber der zentralen Kieler Bucht können mit der größeren Landnähe dieser Station erklärt werden. Die Analyse einer Vielzahl von Einzelsituationen ergab unter ähnlichen synoptischen Voraussetzungen analoge Strukturen. Hinsichtlich der statistischen Zusammenfassung sei an dieser Stelle auf Kapitel 8 verwiesen. Charakteristisch ist die Ausbildung eines lokalen Extremwertes über der Kieler Bucht gegen 1.00 Uhr bzw. 13.00 Uhr und die nachfolgende Ausbildung eines großräumigen Temperaturgefälles zwischen dem Festland und der westlichen Ostsee. Entsprechend der geringen Stationsdichte am nördlichen und südlichen Rand des Analysegebiets ist in diesem Teil die Lage der Isothermen mit einer größeren Unsicherheit behaftet. Die Auffächerung der Isothermen kann hierdurch bedingt sein. Es ist anzunehmen, daß das Temperaturgefälle im Gesamtbereich stärker küstenparallel verläuft. Hieraus resultiert gleichfalls, daß die Temperaturverteilung über dem Wasser gleichförmiger ist als dies in den Analysen zum Ausdruck kommt. So zeigt der 13.00 Uhr Termin ein lokales Minimum über See, welches lediglich auf den Bereich der Meßstation beschränkt ist. Die Tatsache, daß die hier registrierten Temperaturen sicherlich für einen größeren Bereich repräsentativ sind, findet aufgrund der vorausgesetzten Isotropie keine Berücksichtigung. Die hohen Temperaturen über dem umgebenden Land führen zu einer Glättung

des Feldes und damit zu einer schlechten Anpassung über See. Dies verdeutlicht die Abbildung 10. Es wird für den Monat Juni 1976 der berechnete Feldwert für die Position des Meßmastes mit der Registrierung verglichen. Die stark ausgezogene Linie stellt den Verlauf der Messung dar. Es zeigt sich deutlich, daß bedingt durch die ausgeprägten Amplituden über dem Land, der Feldwert permanent stärker schwankt, als dies real der Fall ist.

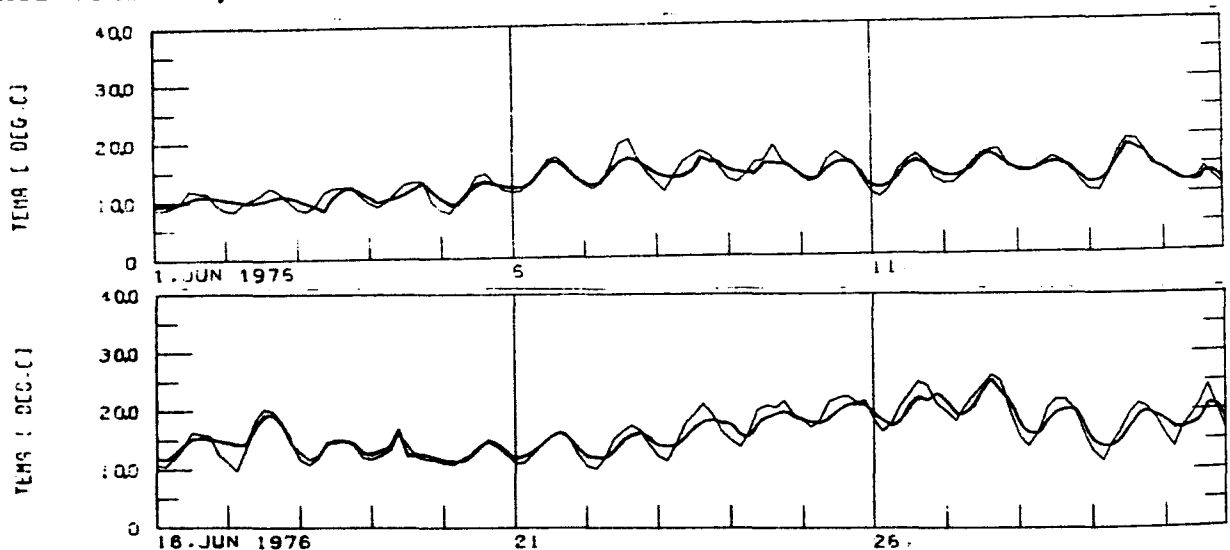


Abb.10 Vergleich des gemessenen Temperaturverlaufs am Meßmast (stark markiert) mit der extrapolierten Reihe für den Juni 1976

Eine bessere Anpassung kann nur dadurch erreicht werden, daß über See die Wichtungskoeffizienten der Landstationen abgeschwächt und die anderer Seestationen verstärkt werden. Dies könnte durch Variieren der Wichtungskoeffizienten im Rahmen eines numerischen Experimentes ausprobiert werden. Das resultierende Feld könnte im strengen Sinne dann jedoch nicht mehr als ein objektiv ermitteltes Analyseergebnis bezeichnet werden. Die Modifikation der Wichtungskoeffizienten muß daher durch Berücksichtigung des inhomogenen Charakters des zugrundeliegenden Feldes erfolgen.

4.2. Die Analyse inhomogener skalarer Felder

4.2.1. Die Korrelationsfunktion des inhomogenen Feldes

Die vereinfachende Annahme isotroper Verhältnisse ist keine Voraussetzung für die Durchführung des optimum Interpolationsverfahrens, sondern stellt lediglich eine wesentliche Vereinfachung des Problems dar. Die Festlegung einer richtungs- oder ortsabhängigen Korrelationsfunktion erfordert allerdings eine hohe Stationsdichte und bedingt einen großen programmtechnischen Aufwand zur Bestimmung der Korrelationsfunktion wie auch zur Durchführung der Analyse. Thiebaux (1974) untersucht die statistische Struktur der Geopotentialflächen. Er reduziert die starke Streuung der Korrelationskoeffizienten, die sich unter der Annahme isotroper Verhältnisse ergab, durch die separate Festlegung einer meridionalen und einer zonalen Verteilung. Diese für die Bestimmung planetarischer Strukturen geeignete Unterteilung ist für die Analyse eines mesoskaligen Bodenfeldes nicht sinnvoll, da hier die topographischen Einflüsse entscheidend sind.

Zur Berücksichtigung der Inhomogenität im Gebiet der Kieler Bucht müssen zunächst Kenntnisse darüber vorliegen, auf welche Weise die Strukturen hier gegenüber isotropen Verhältnissen verändert sind. Auf der Abbildung 11 ist die räumliche Korrelationsverteilung bezogen auf die Stationen Meßmast Kieler Bucht und Schleswig dargestellt. Sie zeigt deutliche Abweichungen gegenüber der kreissymmetrischen Verteilung isotroper Felder. Für die Referenzstation Meßmast ist eine topographische Ausrichtung der Verteilung evident und ein stärkerer Abfall zum Land hin erkennbar. Die Bezugsstation Schleswig ist gegenüber den Seeregistrierungen schwächer korreliert. Die Verteilung ergibt über dem Wasser ein Minimum und eine relativ hohe Korrelation bezüglich der Landstationen. Die deutlichen Änderungen im Übergangsbereich Land-See lassen

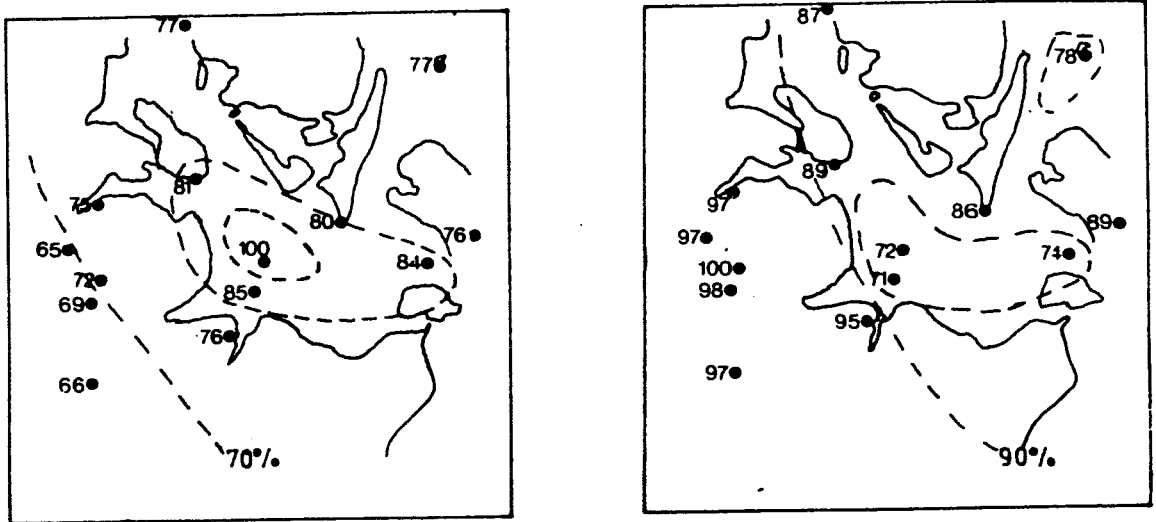


Abb.11 Die räumliche Korrelation der Temperatur bezüglich der Referenzstationen Meßmast Kieler Bucht und Schleswig.

sich durch die Phasenverschiebungen im Tagesgang der Temperatur erklären, da die Korrelation phasenabhängig ist und die Tagesschwankung die dominante Periode darstellt. Unter der vereinfachenden Annahme, daß sich die Gebiete über See und über Land jeweils annähernd homogen verhalten und damit phasensynchron sind, erfolgt eine starke Änderung der Korrelation nur bei Übergängen zwischen Land und See.

Für die Analyse kann damit der Ansatz gemacht werden, das inhomogene Feld durch zwei Korrelationsverteilungen zu approximieren. $KOR_H(|A|)$ beschreibt die Beziehung zwischen Landstationen oder Seestationen, $KOR_L(|A|)$ diejenige zwischen Land- und Seestationen. Hiermit ist die Korrelation vom Ort und von der Richtung abhängig; das zugeordnete Feld ist damit inhomogen. Die Abbildung 12 zeigt nochmals die Korrelationsverteilung der Temperatur für die Jahre 1976 und 1977 (Vergl. Abb. 6), sie ist jedoch hier entsprechend den Ausführungen in zwei Gruppen aufgeteilt.

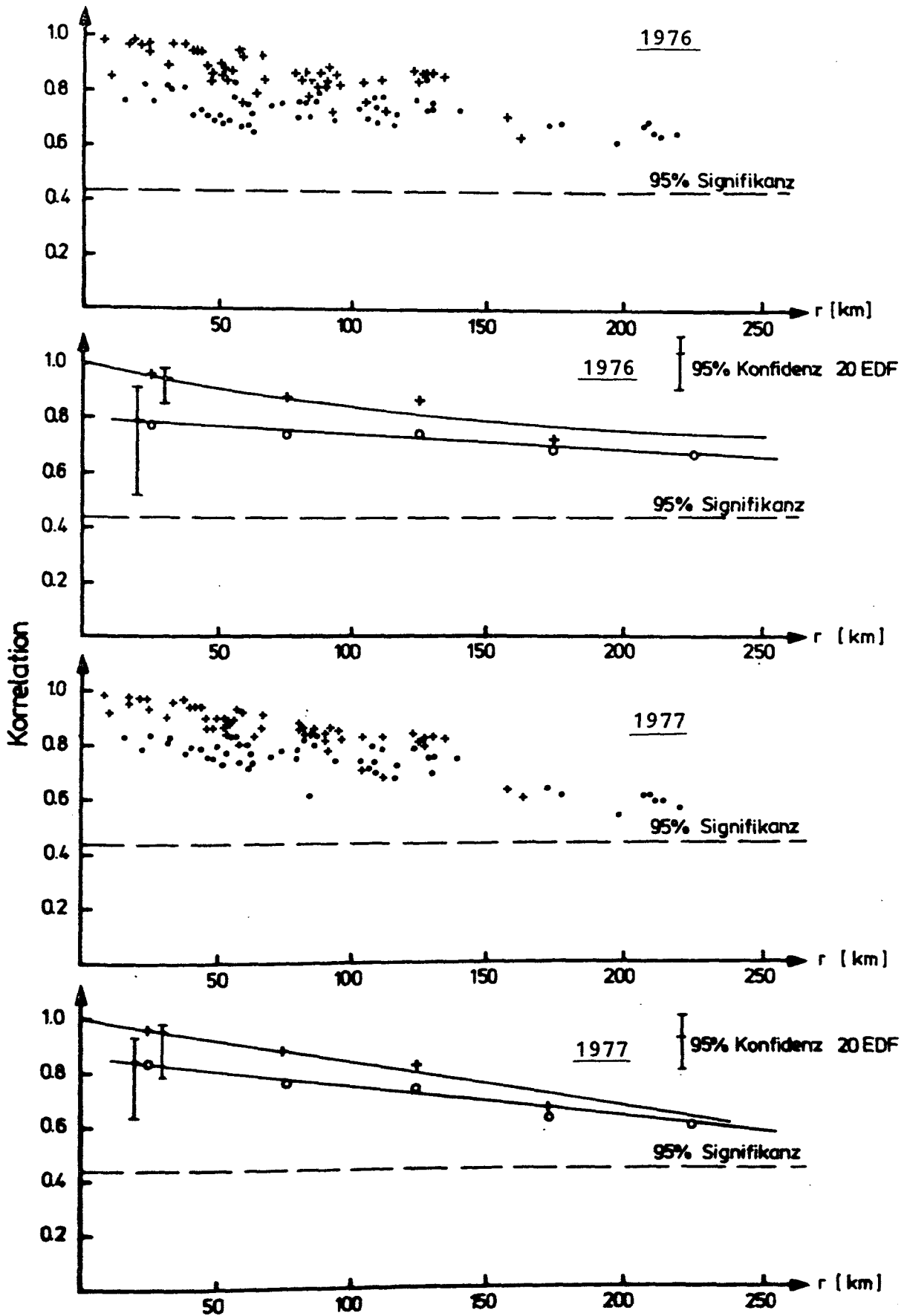


Abb.12 Die Verteilung der Korrelationskoeffizienten und die berechneten Ausgleichskurven des anisotropen Temperaturfeldes; Juni-September 1976 und 1977

Mit Kreuzen sind hier die jeweils zwischen Land-oder See-
stationen berechneten Korrelationen wiedergegeben, während
die Land-See Übergänge mit Punkten gekennzeichnet sind.
Entsprechend der höheren Korrelation zwischen annähernd
phasengleichen Registrierungen liegen die Kreuze im
oberen Bereich der Verteilung. Die Punkte überdecken er-
gänzend den schwächer korrelierten Anteil. Die Statistik
ist analog zu den Ausführungen in Abschnitt 3.2.2. .
Als Meßpunkte über See wurden die Stationen Leuchtturm Kiel,
Feuerschiff Fehmarnbelt, Meßmast, Kadetrenden und Omö fest-
gelegt.

Die Lage der Ausgleichskurven KOR_H und KOR_I ist separat
jeweils unter der berechneten Punktverteilung in Abbil-
dung 12 dargestellt. Kreise und Kreuze markieren die Werte
der gewichtet gemittelten Korrelationen, für die die Aus-
gleichskurven bestimmt wurden. Die Berechnungen erfolgten
wie in 3.2.2. beschrieben. Aufgrund der geringen Werte-
dichte für Distanzen über 150 km ist die Lage der Kurven
hier unsicher und ein signifikanter Unterschied zwischen
den Verteilungen hier nicht nachweisbar. Die analytischen
Formeln für die Verteilungen lauten:

$$\begin{aligned} \text{Daten 1976: } KOR_I(r) &= 1.0 \cdot e^{-0.29r^{0.06}} \cos(0.2r) \\ (25a) \quad : KOR_H(r) &= 1.0 \cdot e^{-0.08r^{0.13}} \cos(0.4r) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Daten 1977: } KOR_I(r) &= 1.0 \cdot e^{-0.26r^{0.17}} \cos(0.3r) \\ (25b) \quad : KOR_H(r) &= 1.0 \cdot e^{-0.06r^{0.03}} \cos(0.4r) \end{aligned}$$

mit $r[10^2 \text{ km}]$

Der Funktionswert für die normierte Varianz $KOR(r=0)=1$
ist nur für KOR_H sinnvoll, da KOR_I im Übergangsbereich für
sehr kleine Distanzen nicht mehr definiert ist. Aufgrund
der Voraussetzungen erfolgt an der Stelle $r=0$ ein unste-
tiger Phasensprung; ein Übergangsbereich für die Phasen-

verschiebung ist hier nicht berücksichtigt. Dies kann bei Seestationen, die in unmittelbarer Küstennähe liegen, zu Extrapolationsfehler führen. Für die Analysen erfolgt der Übergang im Küstenabschnitt innerhalb des durch die Gitterkonstante von 12 km vorgegebenen Intervalls. Die Berechnungen zeigen, daß für Distanzen dieser Größenordnung signifikante Änderungen der Korrelation vorliegen; zum Beispiel Leuchtturm Kiel-Holtenau: $KOR_I(r=15\text{km})=0.83$; Jagel Hohn: $KOR_H(r=15\text{km})=0.97$. Die Skala des Übergangsbereichs, in dem sich folglich der stärkste Temperaturgradient aufbaut, scheint damit innerhalb dieses Intervalls zu liegen. Eine Überschätzung des Gradienten könnte durch eine Reduktion des Gitterabstandes bewirkt werden. Da jedoch KOR_I für Abstände unterhalb von 10 km nicht mehr sinnvoll definiert werden kann, führt dies zu unrealistischen Felddarstellungen. In Abbildung 12 ist der Funktionsverlauf von KOR_I erst ab $r=10$ km dargestellt.

4.2.2. Die modifizierten Feldberechnungen

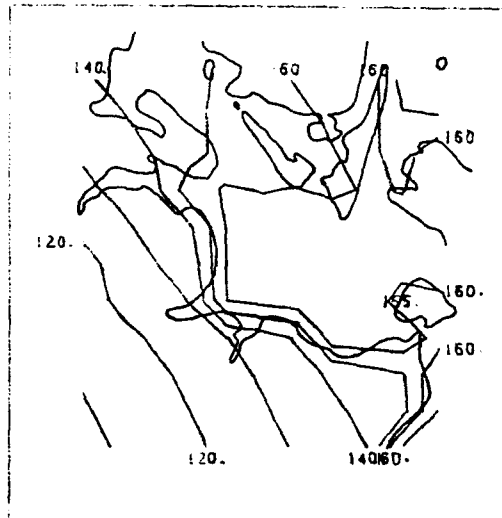
Die in Abschnitt 3.2.1. abgeleiteten Gleichungen sind für die Analyse inhomogener Felder prinzipiell übertragbar. Bei der Berechnung der Wichtungskoeffizienten gemäß (13) müssen nun zusätzliche Informationen vorliegen. Die Korrelationsmatrix kann je nach Konfiguration der Stationspaare durch KOR_H oder KOR_I bestimmt werden. Da die Inhomogenität des Gleichungssystems durch die Korrelation zwischen dem Gitterpunkt und den Meßstellen festgelegt wird, erfordert nun die Analyse des inhomogenen Feldes Information über die Position des Gitterpunktes. Zur Festlegung der zugeordneten Korrelation muß bekannt sein, ob Station oder Gitterpunkt jeweils über Land oder See liegen. Im Gegensatz zur isotropen Analyse muß damit die topographische Struktur mit abgespeichert sein.

4.2.3. Das Temperaturfeld der anisotropen Analyse

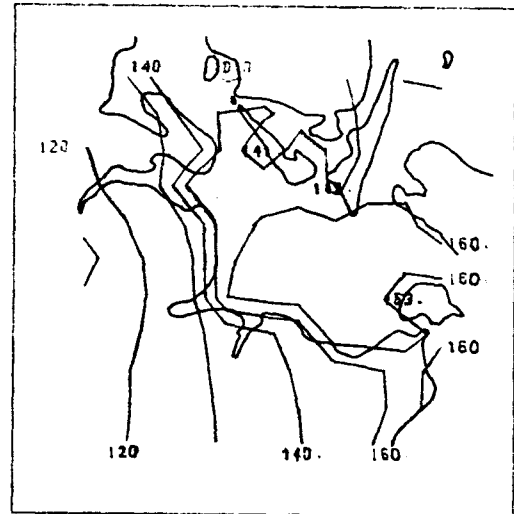
Die Abbildungen 13 a-h zeigen die Analyseergebnisse unter Berücksichtigung der inhomogenen Feldstruktur. Dargestellt ist wiederum der Zeitraum 9. August von 01.00-22.00 Uhr im dreistündigen Abstand.

Ein Vergleich mit Abbildung 8 zeigt nun die ausgeprägte topographische Orientierung des Feldes. Die Güte der Feldanpassung bei der Extrapolation ist hier wesentlich verbessert. Hierauf wird im nächsten Kapitel näher eingegangen. Die Analysen zeigen im Bereich der deutschen Küste einen stärkeren Gradienten und im Bereich der mehr maritim beeinflussten dänischen Inseln nachts eine geringen Temperaturabnahme zum Lande hin. Die Approximation der über See gemessenen Temperaturen erfolgt nun nicht mehr unter starker Glättung nur an den Gitterpunkten selbst. Die Registrierungen der Seestationen erhalten nun im gesamten Seegebiet eine höhere Wichtung gegenüber den Meßpunkten an Land. Analoges gilt für die Feldverteilungen über dem Land. Durch die Festlegung der Wichtungskoeffizienten durch die Topographie und die Distanz erfolgt auch in datenarmen Gebieten z.B. im Küstenabschnitt der Lübecker Bucht eine sinnvolle Anpassung der Feldwerte.

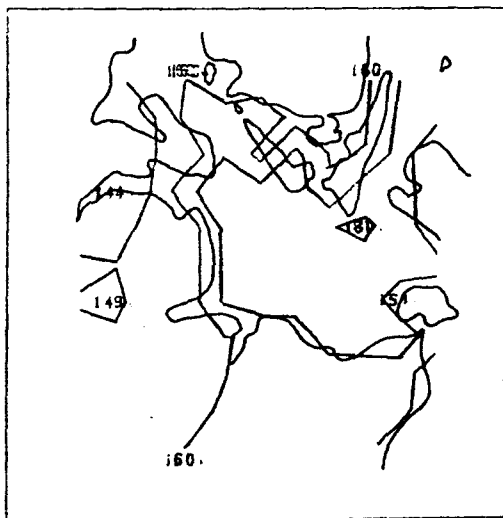
Die Abbildung 13a zeigt für 1.00 Uhr einen starken Gradienten im Küstenbereich und eine weitere abgeschwächte Temperaturabnahme über dem Land. Eine Gradientenumkehr erfolgt wiederum zwischen 7.00 und 10.00 Uhr. Der 13.00 Uhr Termin zeigt wiederum analog zu Abbildung 8 die Ausbildung eines lokalen, hier jedoch großflächigeren Minimums über der Kieler Bucht, welches sich zum 16.00 Uhr Termin wieder abgeschwächt hat. Abschwächung der Temperaturgegensätze und Umkehr des Gradienten dokumentieren die 19.00 Uhr und 22.00 Uhr Analysen.



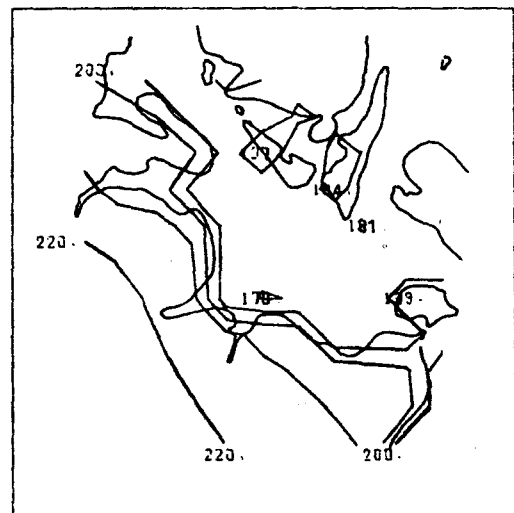
a:01.00 Uhr



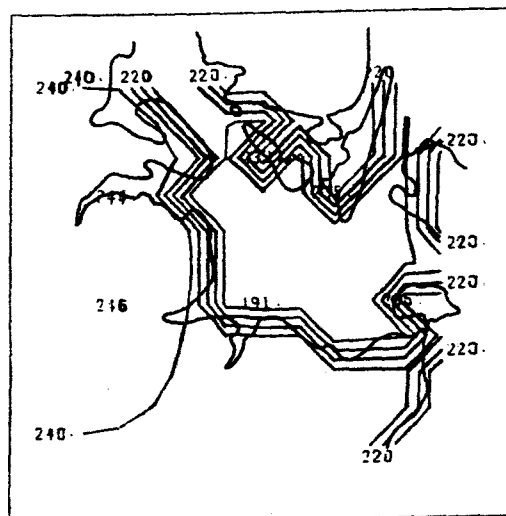
b:04.00 Uhr



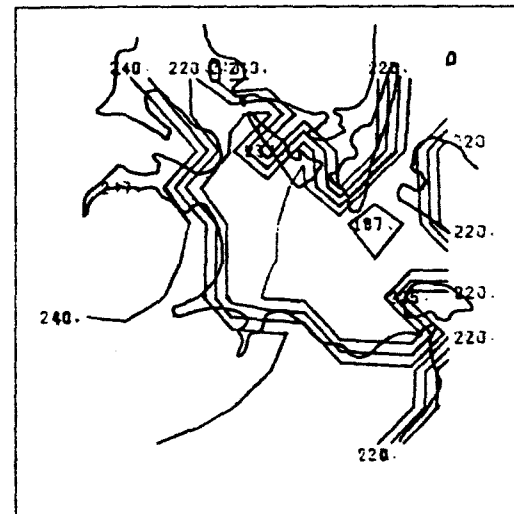
c:07.00 Uhr



d:10.00 Uhr

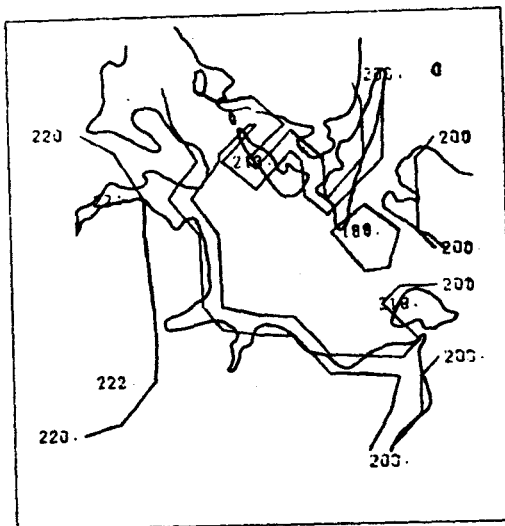


e:13.00 Uhr

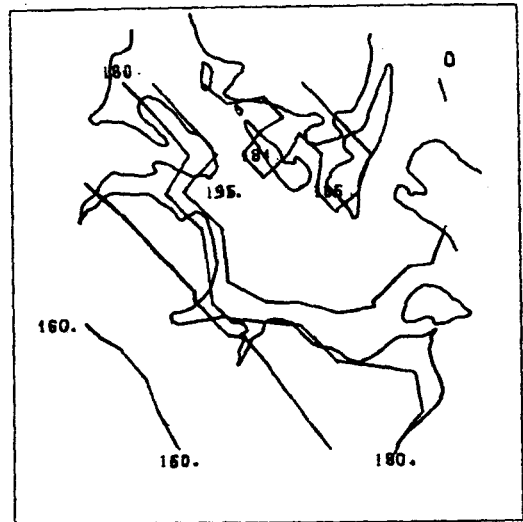


f:16.00 Uhr

Abb.13 Tagesgang des Temperaturfeldes bei Berücksichtigung der inhomogenen Strukturen; Temperaturangaben in $1/10^{\circ}\text{C}$



g:19.00 Uhr



h:22.00 Uhr

Abb.13-Fortsetzung-Tagesgang des Temperaturfeldes bei Berücksichtigung der inhomogenen Strukturen; Temperaturangaben in $1/10^{\circ}\text{C}$

5. FEHLERBETRACHTUNGEN ZUR MESOSKALIGEN FELDBERECHNUNG

5.1. Extrapolation auf ausgewählte Meßpunkte des Feldes

5.1.1. Vergleich der Ergebnisse der isotropen und anisotropen Analyse für einen Meßpunkt auf See.

Während im Rahmen der Abschnitte 4.1. und 4.2.3. nur die allgemeinen Strukturen des Temperaturfeldes vorgestellt wurden, soll nun die Qualität der numerischen Anpassung bei der Extrapolation verglichen werden.

Die räumliche Extrapolation eines Feldwertes durch Wichtung der umgebenden Messungen ist dann optimal, wenn berechneter Wert und Registrierung am Aufpunkt bis auf den fluktuativen Anteil hinsichtlich Amplitude und Phase übereinstimmen. Ist dies erfüllt, so enthält die Registrierung am Aufpunkt keine für die Analyse zusätzliche Information und eine Berücksichtigung dieser Station ist nicht erforderlich. Eine systematische Optimierung ist im Rahmen dieser mesoskaligen Analyse nicht durchgeführt worden. Es soll hier

jedoch durch einen Vergleich der extrapolierten und gemessenen Werte eine Aussage über Qualität und Eignung der vorgestellten numerischen Verfahren gemacht werden. Für diese Untersuchungen wurden für unterschiedliche Stationen und Anordnungen eine Extrapolation auf die Koordinate des Meßmastes durchgeführt.

Die Abbildung 14a-d zeigt für die isotrope Analyse vier Vergleichsreihen. Die stark durchgezogene Linie stellt die Messung über See im Zeitraum vom 1.-15. Juni 1976 dar. Die Extrapolation erfolgt für 14a mittels der Stationen Leuchtturm Kiel und FS. Fehmarnbelt, 14b mit Feuerschiff Fehmarnbelt, Kiel-Holtenau und Keldsnor, 14c alle Stationen, ausgenommen sind Leuchtturm Kiel, Bagö, Maribo und der Meßmast, 14d sämtliche Stationen, jedoch ohne Mast.

Das schlechte Extrapolationsergebnis für 14a deutet zunächst darauf hin, daß die Stationsdichte unzureichend ist. Neben der ungenügenden Feldinformation auf der Grundlage von zwei Stationen, ist dieses Ergebnis auch eine Folge der schlechten Abschätzung der Korrelationsverteilung. Eine Hinzunahme weiterer Stationen bewirkt zunächst keine Verbesserung. Die Anpassung im Tagesmittel ist zwar besser, doch verursachen die hohen Amplituden über dem Land eine starke Überschätzung des Tagesganges über See; dies verdeutlichte bereits die Abbildung 10. Die Qualität der Extrapolation 14c verbessert sich gegenüber 14b folglich nicht, obwohl die Zahl der Meßpunkte von 3 auf 11 erhöht wurde. Eine geringe Verbesserung zeigt 14d, da hier u.a. wieder die Messung des Leuchtturms Kiel mit hoher Korrelation eingeht. Als Maßzahl für die Güte der Approximation wurde für Juni 1976 das mittlere Quadrat der Abweichungen zwischen berechnetem und gemessenem Verlauf gebildet.

$$(26) \quad SVT = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{\text{Obs}} - T_{\text{Ext}})^2$$

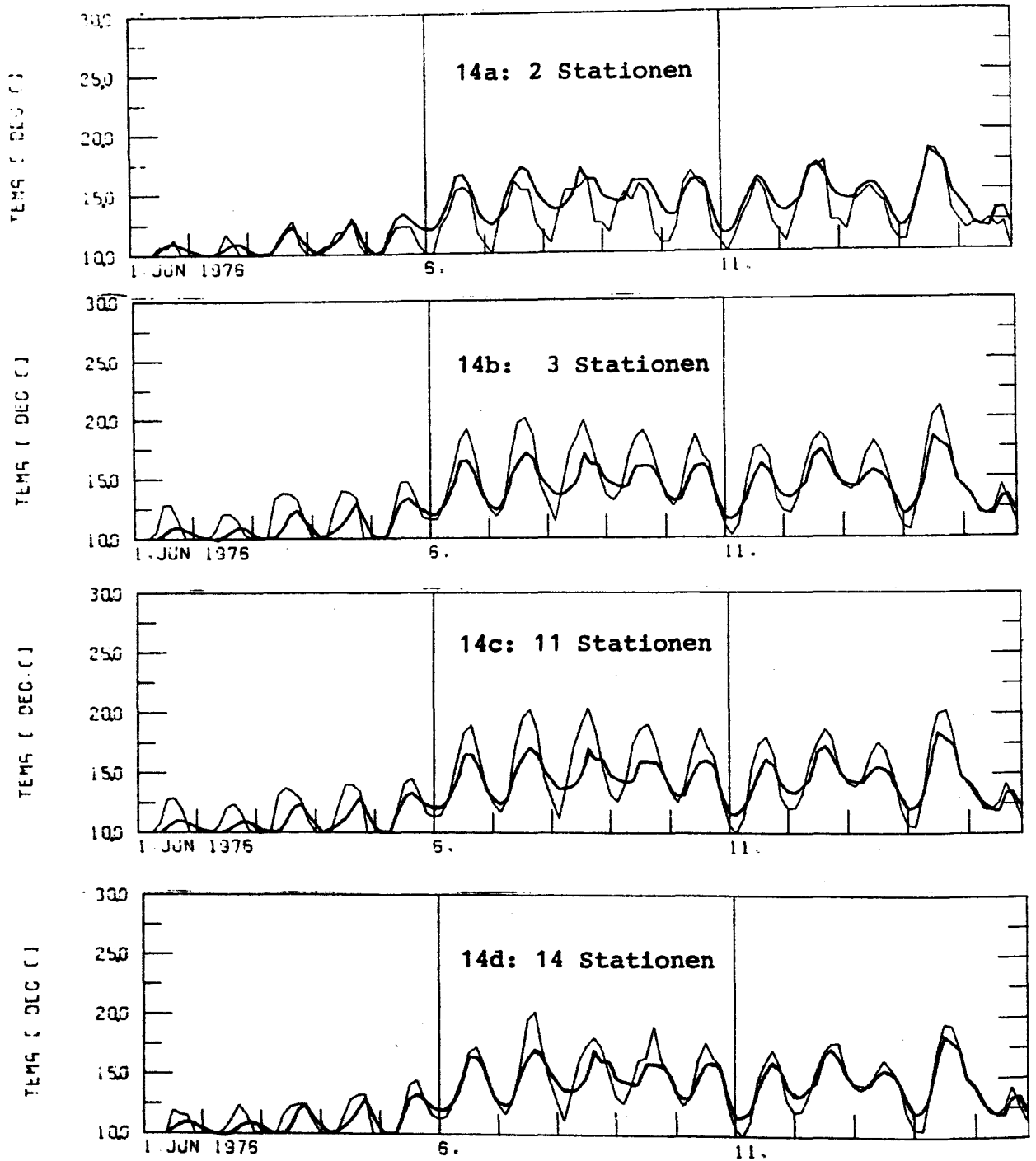


Abb.14 Vergleich des gemessenen Temperaturverlaufs am Meßmast (stark markiert) mit einer extrapolierten Reihe als Funktion der Stationsdichte bei isotroper Struktur.

Die Tabelle 2 zeigt die hieraus berechneten mittleren Streuungen SVT1. Die Anordnung a-d entspricht der Reihenfolge der Abbildung 14. Die Ergebnisse zeigen hiermit, daß bei der isotropen Analyse die Anpassung über See schlecht ist und die Elimination der Station Meßmast eine unzureichende Angleichung zur Folge hätte.

Stations- anordnung	Streuung SVT1	Streuung SVT2
a	1.3	1.0
b	1.7	1.1
c	1.8	1.0
d	1.4	0.8

Tabelle 2: Streuung der Differenzreihe $T_{\text{Obs}} - T_{\text{Ext}}$ in $^{\circ}\text{C}$ für die isotrope (SVT1) und anisotrope (SVT2) Analyse in Abhängigkeit von der Stationsdichte.

Die Streuung der Differenzreihe, die unter Berücksichtigung der Inhomogenität des Feldes bestimmt wurde, liegt deutlich unter den Vergleichswerten SVT1. Die Zeitreihendarstellung zeigt Abbildung 15a-d. Die Anordnung ist analog zu Abbildung 14. Da die Korrelation zwischen den Seestationen nun stärker ist, erfolgt eine gegenüber 14a bereits merklich verbesserte Anpassung. Die Hinzunahme weiterer Meßpunkte führt zunächst auch hier zu keiner Verbesserung, jedoch verschlechtert sich die Qualität der Extrapolation auch nicht merklich (s. Tab. 2). Die Extrapolation 15d zeigt, daß bei Verwendung aller 14 Meßpunkte der Verlauf der registrierten Werte bereits so gut angenähert ist, daß das Ergebnis der numerischen Analyse bei Fortfall dieser Station nicht mehr wesentlich verändert wird. Hieraus folgt, daß die inhomogene Analyse eine detaillierte Temperaturverteilung über der Kieler Bucht mit Hilfe der synopti-

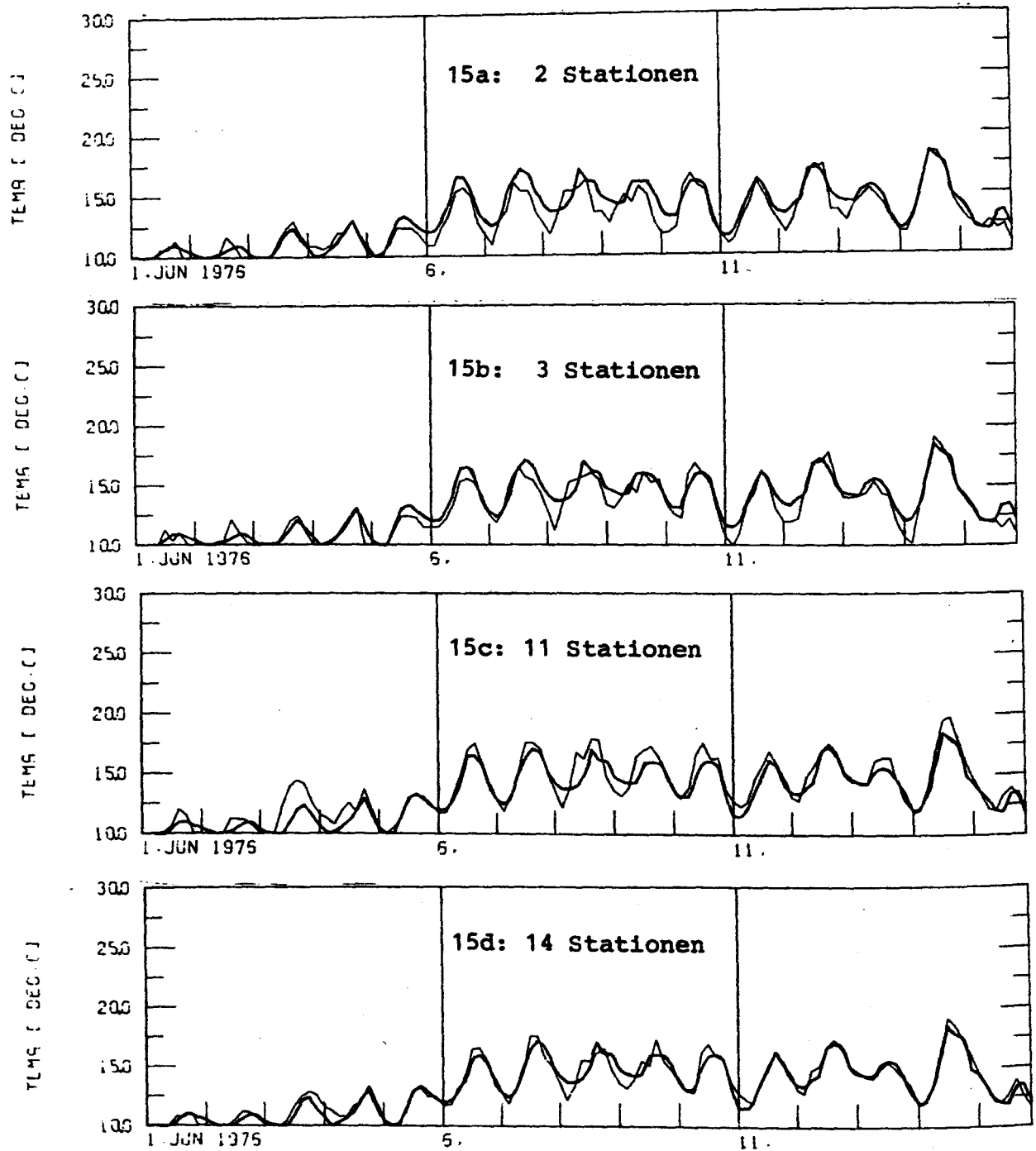


Abb.15 Vergleich des gemessenen Temperaturverlaufs am Meßmast (stark markiert) mit extrapolierten Reihen bei Berücksichtigung der Inhomogenität des Feldes.

schen Registrierungen festlegen kann. Zur Erhöhung der Genauigkeit und Absicherung der Analyse werden die Messungen des Mastes hier jedoch weiter mitverwendet.

5.1.2. Die räumliche Vorhersage für eine Landstation

Die Abbildungen 16 und 17 zeigen die Extrapolationsergebnisse für die Referenzstation Schleswig. Die Anpassungen der Abbildung 16 wurden mittels der isotropen Analyse berechnet während bei Abbildung 17 die inhomogenen Verhältnisse berücksichtigt sind. Die räumliche Prognose der Abbildungen 16a bzw. 17a erfolgt durch Extrapolation der Messungen von Kiel-Holtenau; für die Zeitreihen unter (b) sind die Stationen FS. Fehmarnbelt, Keldsnor, Hohn, Holtenau und der Meßmast berücksichtigt. Die hohe Stationsdichte in diesem Bereich hat zur Folge, daß die Anpassungen bei der Analyseversionen hier nicht stark differieren.

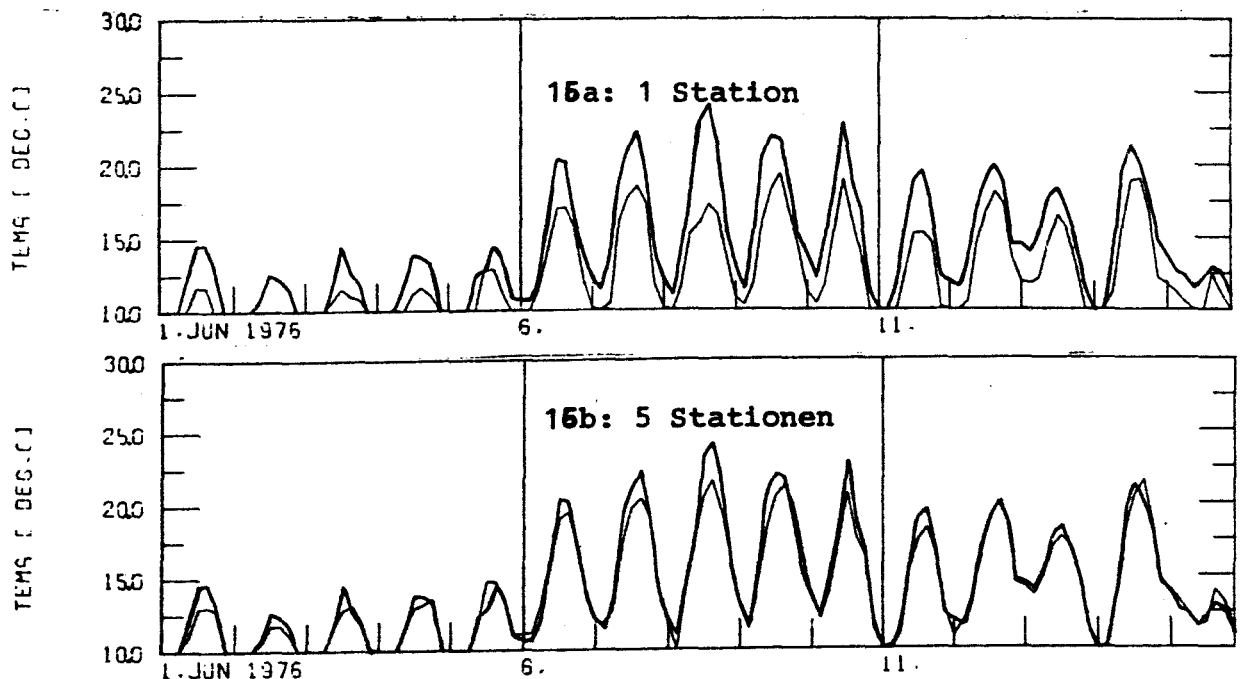


Abb.16 Vergleich des gemessenen Temperaturverlaufs in Schleswig (stark markiert) mit extrapolierten Reihen bei isotroper Struktur.

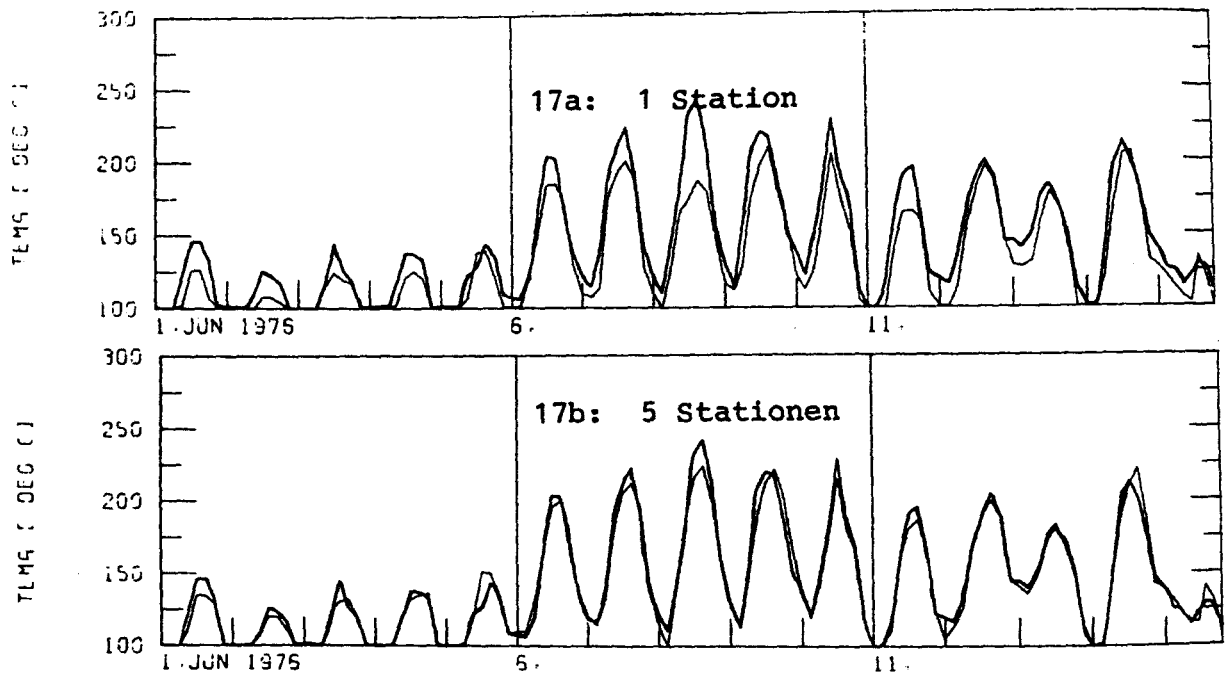


Abb.17 Vergleich des gemessenen Temperaturverlaufs in Schleswig (stark markiert) mit extrapolierten Reihen unter Berücksichtigung der Inhomogenität.

Die Tabelle 3 gibt wiederum die mittleren Streuungen der Differenzreihen $T_{Obs} - T_{Ext}$ an. Es ist zu ersehen, daß die Anpassung auf der Grundlage von 5 Meldungen hier bereits die gleiche Qualität hat, die über See erst bei der inhomogenen Analyse unter Berücksichtigung sämtlicher Stationen gewährleistet ist. Die Erhöhung der Stationszahl führt

Stations- anordnung	Streuung SVT1	Streuung SVT2
a	1.4	1.3
b	0.96	0.85

Tabelle 3: Streuung der Differenzreihe $T_{Obs} - T_{Ext}$ in $^{\circ}C$ für die isotrope (SVT1) und anisotrope (SVT2) Analyse als Funktion der Stationsdichte.

hier zu einer perfekten Extrapolation. Die Tabelle 4 zeigt die Modifikation der Wichtungskoeffizienten zwischen isotroper und inhomogener Analyse. Für die Extrapolation auf

die Seestation ist die stärkere Berücksichtigung der gleichfalls über See liegenden Meßpunkte durch größere Wichtung gegenüber den Landstationen zu erkennen; bei der isotropen Analyse ist ausschließlich die Entfernung für die Wichtung maßgebend. Über Land gelten diese Aussagen analog; Meßstationen über Land erhalten hier eine höhere Wichtung.

Referenz: Meßmast

Station	isotrope Analyse	inhomogene Analyse
Fehmarnbelt	0.832	0.905
Fehmarnbelt, LT Kiel	0.277, 0.723	0.318, 0.682
Kiel-Holtenau	0.874	0.764
Keldsnor	0.862	0.760
Keldsnor, K-Holtenau	0.465, 0.535	0.481, 0.518
LT Kiel, Keldsnor	0.502, 0.280	0.866, 0.110
K-Holtenau	0.218	0.023,
Fehmarnbelt, LT Kiel,	0.105, 0.478,	0.283, 0.641
Keldsnor, K-Holtenau	0.221, 0.196	0.042, 0.034

Tabelle 4: Veränderung der Wichtungskoeffizienten bei Extrapolation einer Seestation.

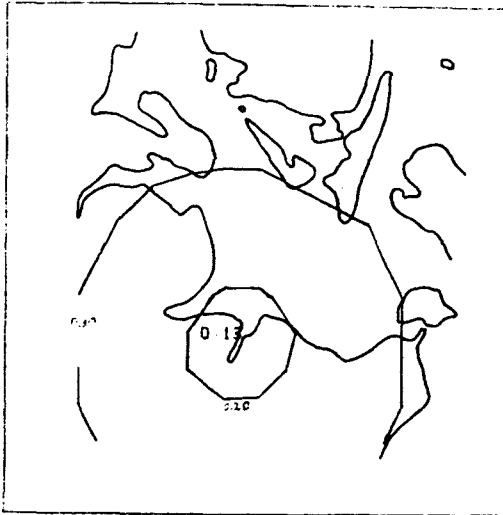
Referenz: Schleswig

Station	isotrope Analyse	inhomogene Analyse
Keldsnor	0.802	0.875
Kiel-Holtenau	0.847	0.915
Fehmarnbelt, Meßmast	0.326, 0.673	0.385, 0.615
Fehmarnbelt, Keldsnor	0.159, 0.267	0.086, 0.238
K-Holtenau	0.573	0.676
Fehmarnbelt, Keldsnor	0.104, 0.163,	0.005, 0.235,
K-Holtenau, Meßmast	0.432, 0.299	0.655, 0.105

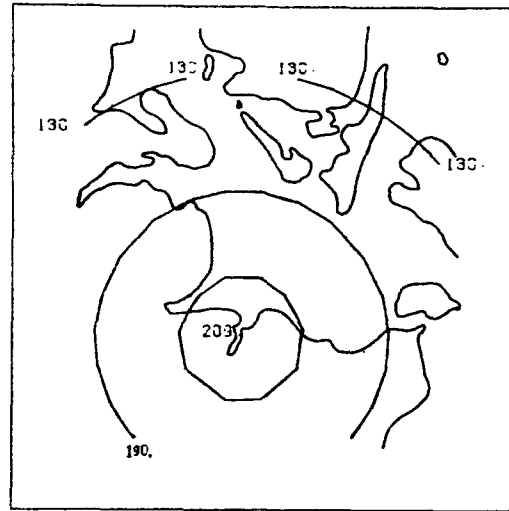
Tabelle 5: Veränderung der Wichtungskoeffizienten bei Extrapolation einer Landstation.

5.2. Die Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers als Funktion der Stationsdichte.

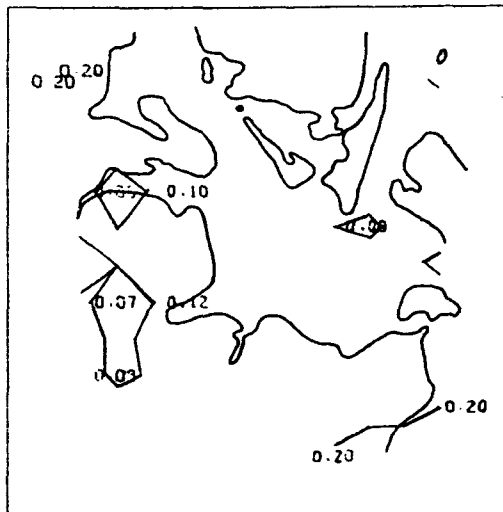
Die Berechnung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers erfolgt nach den Formeln (14) bzw. (24). Sie stellen ähnlich der Beziehung (26) ein Maß für die Güte der Extrapolation als Funktion der Gitterkoordinaten dar. Der Fehler ist hier wiederum auf den durch die Statistik abgedeckten Zeitraum bezogen. Die Qualität der Extrapolation ist damit von der Feldstatistik und über die Wichtungsfaktoren von der Stationsdichte abhängig. Für ein normiertes Feld liegt der Wertebereich der Funktionen (14) bzw. (24) für E_1 zwischen 0 und $\frac{1}{2}$. Beträgt der mittlere quadratische Extrapolationsfehler $E_1 = 0$, so bedeutet dies eine korrekte Vorhersage; nähert sich E_1 dem Wert $\frac{1}{2}$, erfolgt keine Extrapolation. E_1 ist damit eine Maßzahl für die Varianzreduktion der Differenzreihe von registriertem und extrapoliertem Signal an einem beliebigen Gitterpunkt. Die Berechnungen setzen dabei voraus, daß die ermittelte Statistik korrekt ist. Ein qualitativer Vergleich zwischen den Ergebnissen der isotropen und der inhomogenen Analyse, wie er in Abschnitt 5.1 durchgeführt wurde, ist daher nicht möglich, da eine Information über die Güte der Abschätzung der Korrelationsverteilung in E_1 nicht enthalten ist. Betrachtet man die räumliche Variation von E_1 im Rahmen eines Vergleichs beider Verfahren, so erhält man die Varianzreduktion eines isotropen Feldes und diejenige der inhomogenen Analyse. Die Abbildung 18a-f zeigt für ein isotropes Feld die räumliche Verteilung von E_1 als Funktion der Stationsdichte. Die Darstellungen der rechten Spalte zeigen Beispiele für Feldverteilungen. Die Abbildungen 18a und 18b zeigen das E-Feld und die zugehörige Temperaturverteilung, welche sich durch Extrapolation der Registrierung von Kiel-Holtenau ergibt. Es wurde hierzu der Termin 9.8.1976 13.00 Uhr gewählt. Entsprechend



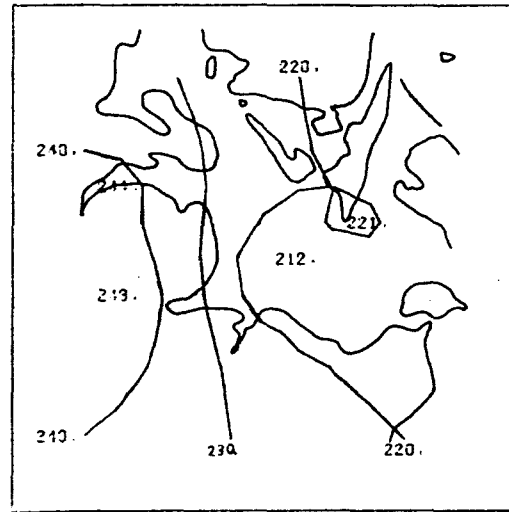
18a: MQE-Verteilung, 1 Stat.



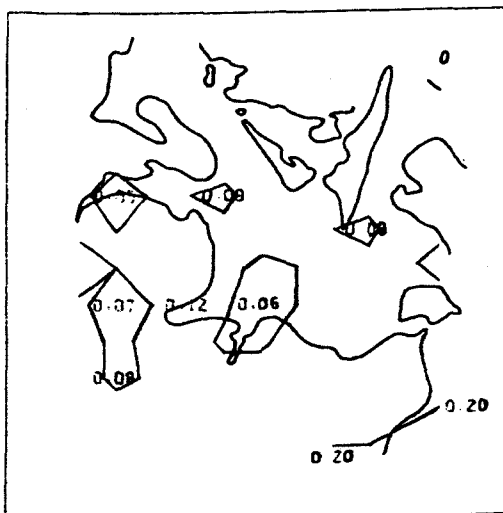
18b: Temperaturverteilung
1 Station



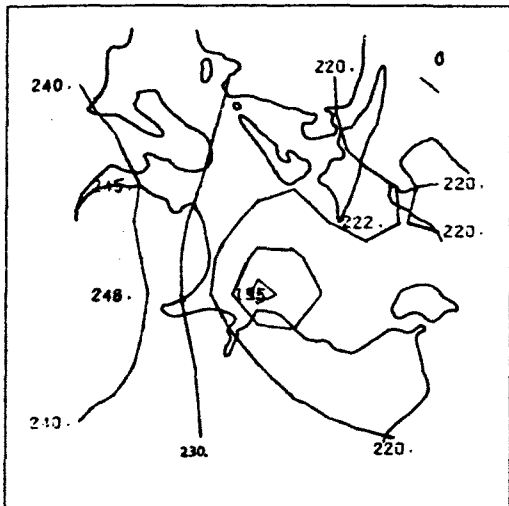
18c: MQE-Verteilung, 12 Stat.



18d: Temperaturverteilung
12 Stationen



18e: MQE-Verteilung, 15 Stat.



18f: Temperaturverteilung
15 Stationen

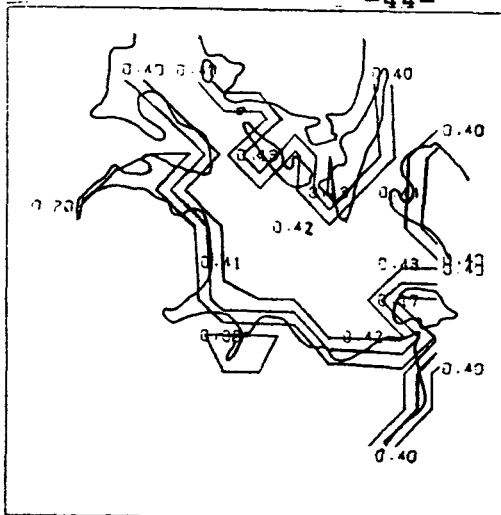
Abb.18 Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers (MQE) und zugeordnetes Temperaturfeld bei isotroper Analyse.

der angenommenen Isotropie erhalten die Felder hier kreis-symmetrische Strukturen. Im gesamten Bereich des Feldes gilt $E < 0.40$. Dies bedeutet, daß die Signalvarianz an einem beliebigen Meßort mindestens zu 60% durch die Messung von Holtenau bestimmt ist. Die durch die Wichtung eines Meßwertes von Holtenau festgelegte Amplitudenreduktion mit zunehmender Distanz zeigt Abbildung 18b.

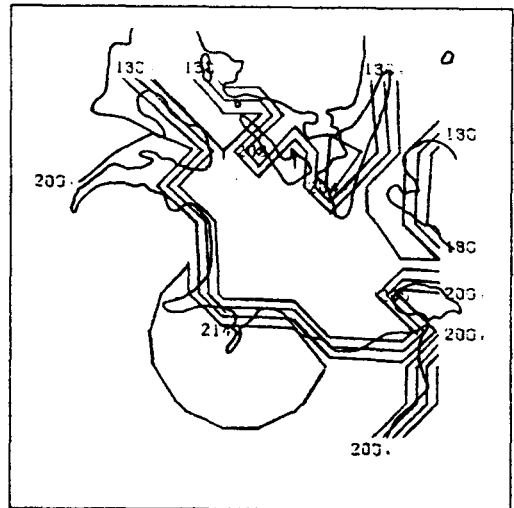
Die Feldverteilungen von E für 12 Stationen - ausgenommen sind hier Bagö, Maribo und LT. Kiel - ist auf Abbildung 18c dargestellt. Fast im gesamten Analysegebiet ist die Signalvarianz zu über 80% durch die umgebenden Stationen bestimmt. Die Hinzunahme der übrigen drei Stationen bewirkt noch eine geringfügige Verbesserung der Anpassung. Die zugeordneten Felder zeigen bei Veränderung der Stationszahl ebenfalls nur noch geringe Schwankungen. Die Analyse ist somit hinsichtlich der wesentlichen Strukturen des Feldes stabil.

Die Darstellung 18e dokumentiert damit, daß die vorliegenden Stationen das Temperaturfeld bis auf eine Unsicherheit von ca. 10% festlegen. Da diese Aussage nur für isotrope Verhältnisse richtig ist, ist dieser Vertrauensbereich für die reale Analyse nicht zutreffend.

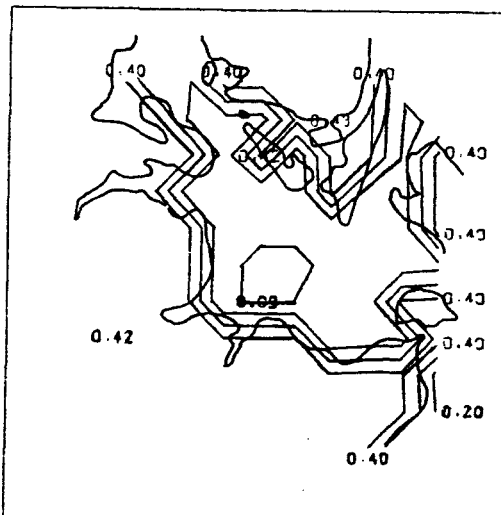
Die Darstellungen der Verteilung des normierten quadratischen Extrapolationsfehlers für die Analyse des inhomogenen Feldes (Abb. 19a-h) zeigt zunächst nun die Verminderung der Qualität der Extrapolation beim Übergang Land-See. Die Abbildungen 19a und 19b stellen die E-Verteilung und das Probefeld für den 9.8.1976 13.00 Uhr dar. Die Referenzstation ist Kiel-Holtenau. Unter der Annahme, daß das Land homogen ist, ist die Varianz der Temperaturregistrierungen im gesamten Bereich der deutschen Küste durch die Station Holtenau zu über 80% festgelegt. Über See sinkt dieser Anteil unter 60% ab und steigt im Bereich der dänischen Inseln wieder auf 70% an. Die Temperaturverteilung ergibt hier bereits im Vergleich zur Abbildung 18b eine realistischere Temperaturanpassung. Entsprechend der Re-



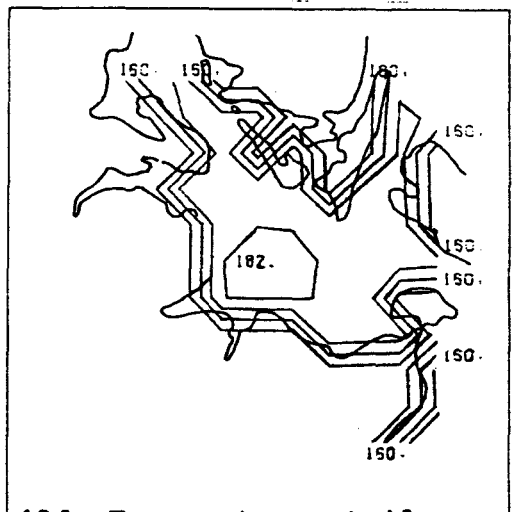
19a: MQE-Verteilung, 1 Stat.



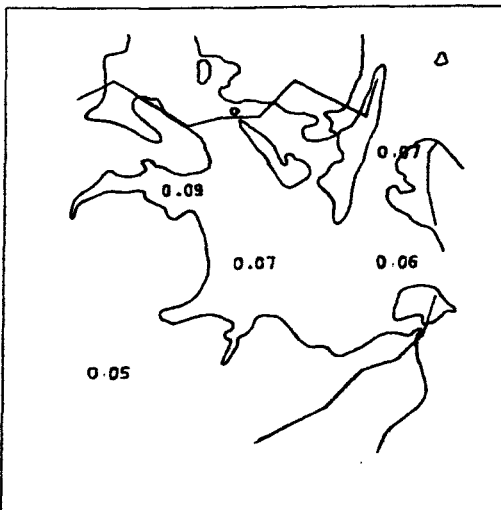
19b: Temperaturverteilung
1 Landstation



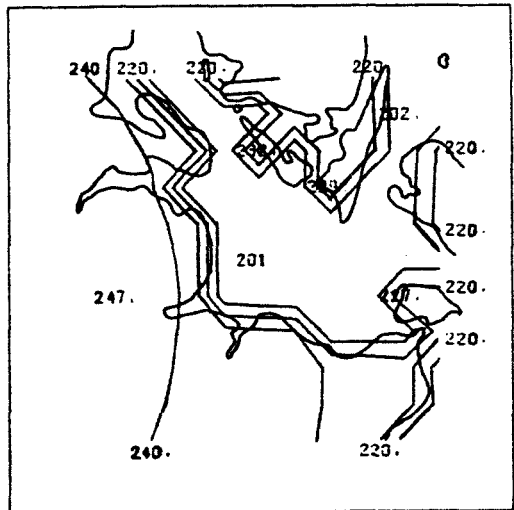
19c: MQE-Verteilung, 1 Stat.



19d: Temperaturverteilung
1 Seestation

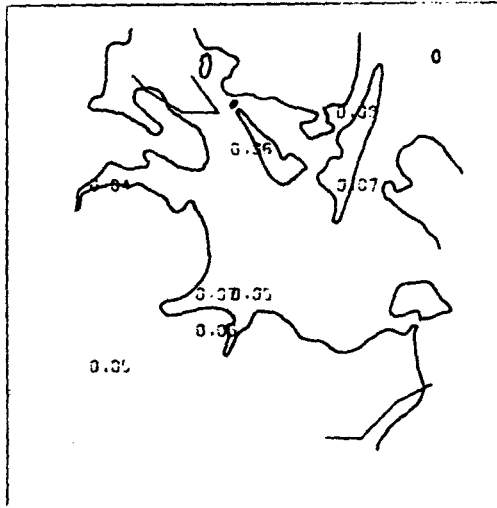


19e: MQE-Verteilung, 12 Stat.

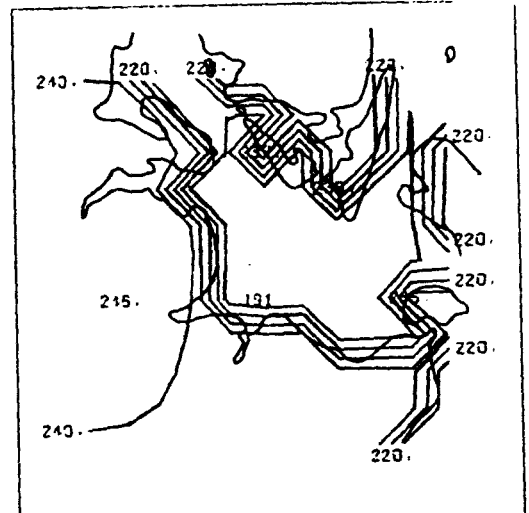


19f: Temperaturverteilung
12 Stationen

Abb.19 Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers (MQE) und zugeordnetes Temperaturfeld für ein inhomogenes Feld.



19g: MQE-Verteilung, 15 Stat.



19h: Temperaturverteilung
15 Stationen

Abb.19-Fortsetzung-Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers (MQE) und zugeordnetes Temperaturfeld für ein inhomogenes Feld.

gistrirung in Holtenau herrschen über dem Land Temperaturen über 20°C . Durch die hohe Korrelation nimmt die Temperatur mit der Entfernung bezüglich Holtenau nur gering ab. Die geringere Korrelation über See bedingt hier eine Abschwächung. Über den dänischen Inseln steigt die Temperatur wieder auf 19°C an. Die Reduktion wird hier durch die größere Distanz zu Holtenau verursacht.

Die Umkehrung dieser Strukturen folgt für eine Referenzstation über See (Abb.19c-d). Sie zeigt die hohe Qualität der Extrapolation über dem gesamten Seegebiet und eine schlechtere Anpassung über dem Land. Die schwachen Korrelationen zwischen Land und See bewirken hier zunächst einen für den 13.00 Uhr Termin unrealistischen Temperaturabfall zum Lande hin. Die Registrierung über dem Wasser ist bei der inhomogenen Analyse somit nicht geeignet, vernünftige Angaben der Temperaturverteilung über dem Land zu liefern. Das scheinbar realistische Feld der Abbildung 19b ist zunächst tageszeitlich bedingt, da die geringe Wichtung hier zu einer realistischen Verteilung führt. Es ist verständlich, daß zur groben Festlegung des inhomogenen Feldes mindestens eine

Messung über Land und über dem Wasser vorliegen muß. Die Verteilung des mittleren quadratischen Fehlers und eine Realisierung des Feldes auf der Grundlage von 12 Stationen analog zu Abbildung 18c und 18d ergibt hier (Abb.19e-f) bereits eine Anpassung von über 90% für annähernd das gesamte Feld. Die höhere Stationsdichte bedingt nun den Abbau des Gradienten der Fehlerverteilung im Küstenbereich. Das Temperaturfeld zeigt bereits eine gute Anpassung für das Analysegebiet. Da die Auswahl des Termins und der synoptischen Situation starke Temperaturgegensätze bedingen, erfolgt jedoch noch eine schwache Überschätzung der Lufttemperatur über See. Durch Verwendung sämtlicher Stationen wird auch diese Extremlage gut angepaßt (Abb.19g-h). Im überwiegenden Analysebereich liegt der mittlere quadratische Extrapolationsfehler unter 10%.

6. OBJEKTIVE ANALYSE VON VEKTORFELDERN

6.1. Berechnung der mesoskaligen Windfelder

Die Kenntnis des lokalen Windfeldes über der Kieler Bucht ist für eine Reihe meteorologischer wie ozeanographischer Probleme von Interesse. Die Betrachtung von Zeitreihen der Windgeschwindigkeit (Abb.3) verdeutlicht bereits die räumliche Variation des Windes zwischen den Registrierungen über Land und See. Die reibungsbedingte Zunahme des Windbetrages über See ist evident. Durch die ausgeprägten Änderungen des thermischen Feldes werden hochfrequente, insbesondere tagesperiodische Windschwankungen erzeugt, die über See meist geringere Intensität haben als über Land. Das synoptisch homogene Windfeld wird damit im Küstenbereich modifiziert. Die wesentlichen Strukturen dieser Veränderungen sollen hier aufgezeigt werden. Der vorgegebene Meßabstand von drei Stunden ermöglicht dabei nicht die Auflösung lokal begrenzter konvektiver Phänomene. Verdeutlicht werden können hier folglich nur Variationen, welche

wesentlich im Bereich der Tagesperiode und darüber liegen. Die numerische Analyse kann auf verschiedene Weise durchgeführt werden. Kann man davon ausgehen, daß das Feld näherungsweise divergenzfrei oder nicht rotationsbehaftet ist, so kann das Vektorfeld wiederum durch skalare Strom- oder Potentialfunktionen beschrieben werden. Bretherton et.al. (1976) bestimmten mittels optimum Interpolationsverfahren ozeanographische Strömungsfelder über die Stromfunktion. Bei der Analyse kleinräumiger Windfelder im Land-See-Bereich kann jedoch weder die Divergenz noch die Rotation vernachlässigt werden. Die Berechnung des horizontalen Windfeldes muß daher durch objektive Analyse der Vektorkomponenten erfolgen. Statistische Untersuchungen der Höhenwindkomponenten zur Anwendung in objektiven Analyseverfahren wurden von Schlatter (1974) durchgeführt. Cats (1980) untersucht lokale Variationen des Bodenwindfeldes mittels optimum Interpolation über den Niederlanden. Eine Analyse kann zunächst nicht durch additive Überlagerung der Komponentenfelder erstellt werden. Die vollständige Beschreibung des Vektorfeldes erfordert neben der Bestimmung der Korrelationsverteilung der Komponenten die Bestimmung der Querkorrelation zwischen diesen Größen. Bretherton et.al. (1976) leiten für diesen allgemeinen Fall Beziehungen für die Extrapolation ab. Sind die Anteile der Querkorrelation klein gegenüber der Autokorrelation der Komponenten, so sind diese näherungsweise voneinander unab-

Station	Varianz U-Komponente	Varianz V-Komponente	Kovarianz
Keldsnoor	37.47	20.75	-4.5
Eggebek	16.16	7.48	0.5
Fehmarnbelt	45.13	25.50	0.2
Schleswig	10.96	5.28	1.1
Meßmast	32.31	13.95	-0.05

Tabelle 6: Varianzen der Geschwindigkeitskomponenten in m^2/s^2 .

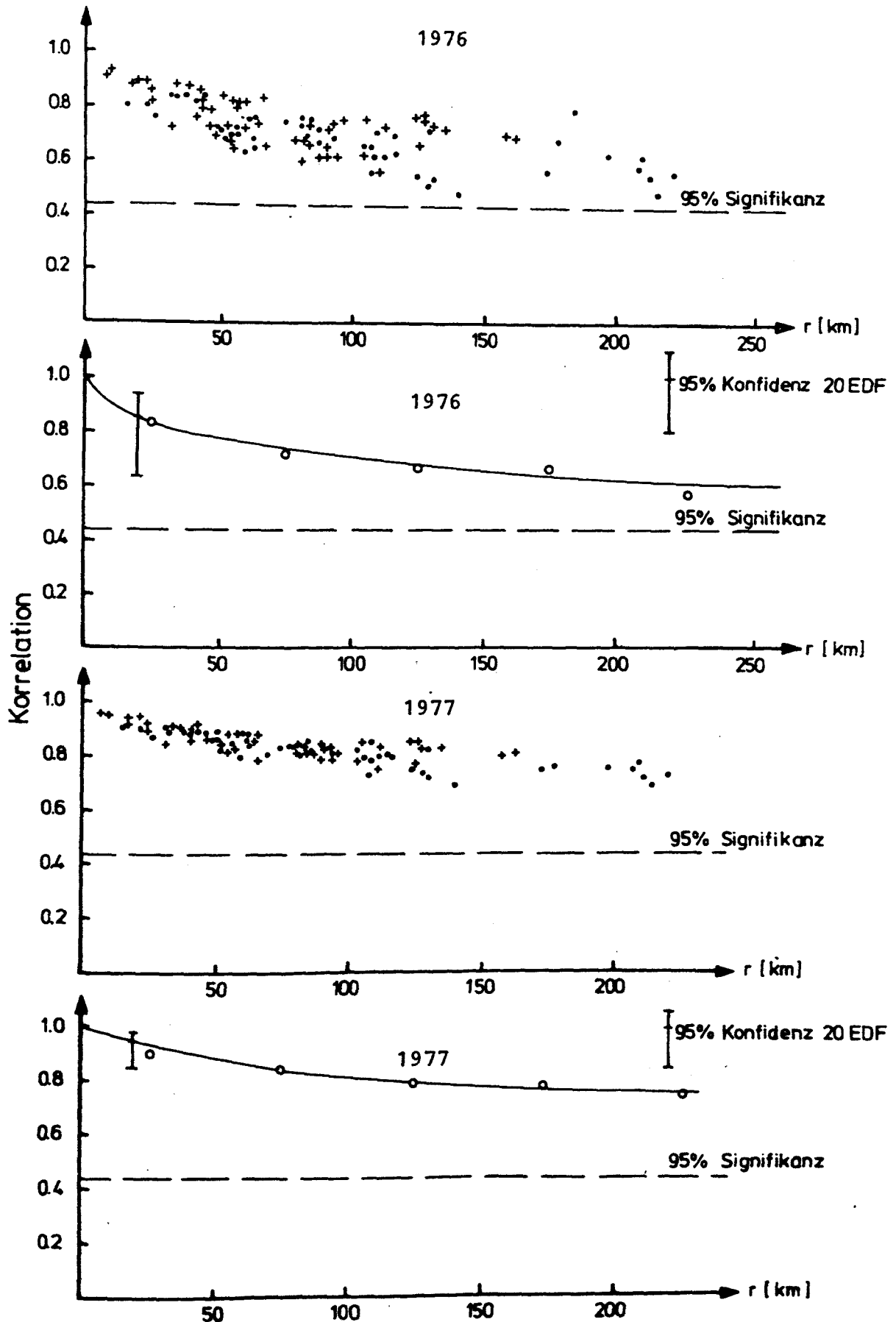


Abb.2o Verteilung der Korrelationskoeffizienten und Ausgleichskurven für die U-Komponente; Juni-September 1976 u. 1977.

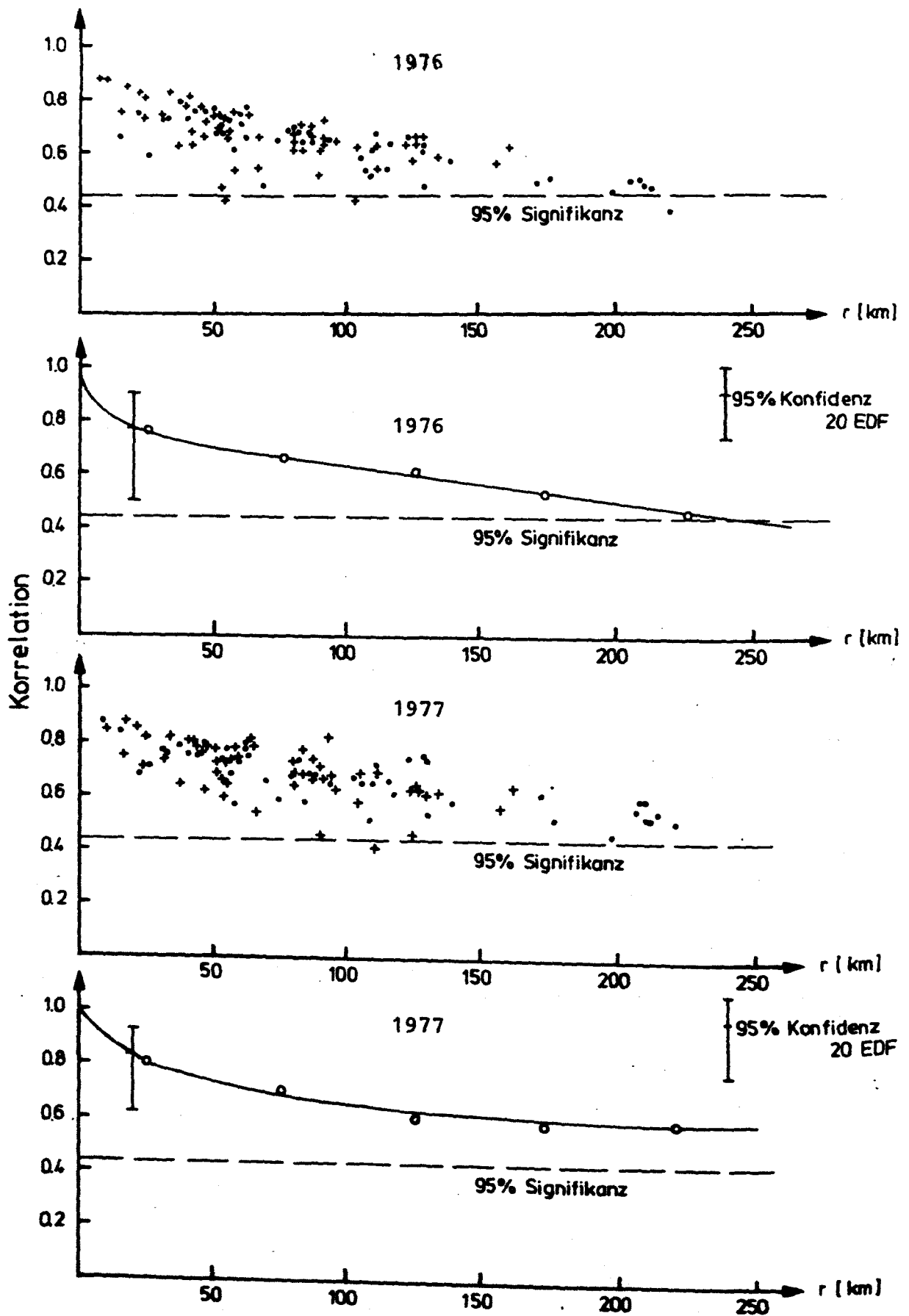


Abb.21 Verteilung der Korrelationskoeffizienten und Ausgleichskurven für die V-Komponente; Juni-September 1976 u. 1977

hängig, und die Felder können additiv überlagert werden. Die Tabelle 6 zeigt für 5 Stationen die Varianzen und Kovarianzen für die Geschwindigkeitskomponenten. Es ist hieraus zu ersehen, daß die Kovarianzen mindestens um eine Größenordnung kleiner sind; ihr Einfluß auf die Analyse ist damit gering. Somit läßt sich das Feld durch eine zweifache Skalaranalyse bestimmen. Die Geschwindigkeitskomponente U ist positiv nach Osten gerichtet, V zeigt positiv nach Norden. Die Korrelationsverteilung der U-Komponenten für die Messungen der Jahre 1976 und 1977 ist auf Abbildung 20 dargestellt. Neben der Anordnung der Korrelationskoeffizienten ist die gemittelte Verteilung und die Ausgleichskurve abgebildet. Die Festlegung der Statistik sowie das Verfahren der Ausgleichung erfolgte analog zur Temperaturanalyse. Die Abbildung 21 zeigt die Verteilung und die ermittelte Kennlinie der V-Komponente. In den Abbildungen sind wiederum Korrelationen zwischen Land oder zwischen Seestationen mit Kreuzen, Land-See Übergänge mit Punkten gekennzeichnet. Es ist zu erkennen, daß hier keine signifikante Untergliederung der Verteilung möglich ist. Die dominanten Perioden des Windes sind synoptisch und nicht lokal beeinflusst. Das Feld ist hinsichtlich dieser Skalen isotrop, da die charakteristischen Wellenlängen wesentlich über den Abmessungen des Feldes liegen. Die anisotropen Anteile, die sich in der Streuung der Korrelationskoeffizienten (Abb. 20, 21) dokumentieren, führen im statistischen Mittel nur zu geringen Variationen des großräumigen Windfeldes. Im Bereich der Kieler Bucht stellen die über Land und See nicht phasengleich verlaufenden thermisch bedingten Windschwankungen diesen Anteil dar. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die größere Streuung der Korrelationen des Jahres 1976. Der ausgeprägte Sommer dieses Jahres bewirkte eine starke thermische Beeinflussung des Windes, die im Analysegebiet den inhomogenen Anteil der Verteilung verstärkt. Die Formeln (27) geben den funktionalen Verlauf der Ausgleichkurven wieder. Die Annahme der

$$\begin{array}{l}
 \text{Daten 1976: U-Komponente } KOR(r) = e^{-0.35r^{0.38}} \cos(0.14r) \\
 \text{:V-Komponente } KOR(r) = e^{-0.43r^{0.29}} \cos(0.29r) \\
 \text{Daten 1977: U-Komponente } KOR(r) = e^{-0.20r^{0.42}} \cos(0.09r) \\
 \text{:V-Komponente } KOR(r) = e^{-0.42r^{0.39}} \cos(0.12r)
 \end{array}$$

$r [10^2 \text{ km}]$

Isotropie führt wiederum zu einer Glättung anisotroper Anteile bei der Berechnung aktueller Windfelder. Die Abbildung 22 zeigt für die Referenzstation Meßmast die räumliche Korrelationsverteilung am Beispiel der U-Komponente. Eine stärkere Annäherung an eine kreissymmetrische Anordnung ist zu erkennen. Die Asymmetrie der Verteilung zum Festland deutet jedoch auf schwache, lokal bedingte Wechselwirkungen hin, die ebenfalls in der V-Komponente erkennbar sind.

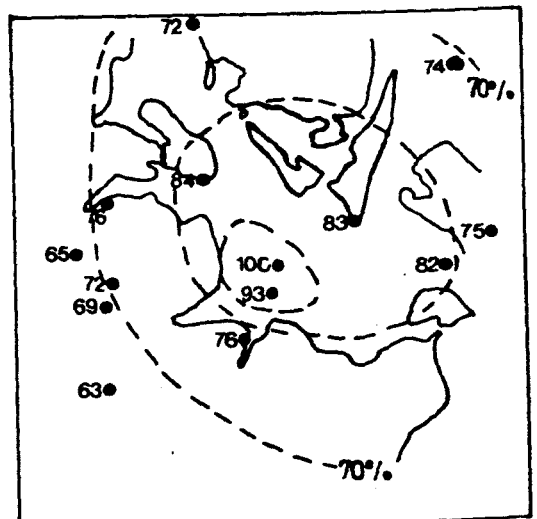
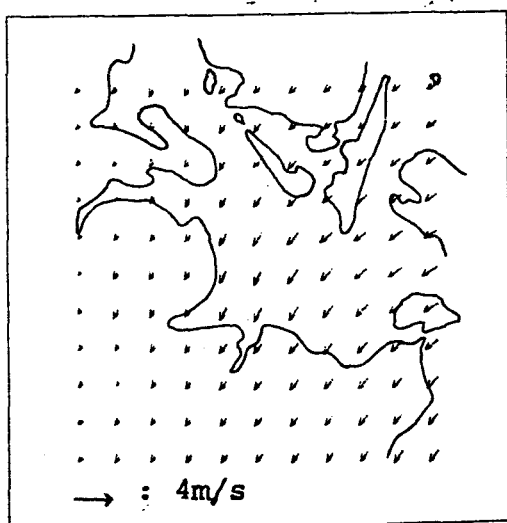


Abb.22 räumliche Korrelation der U-Komponente für die Referenz Meßmast Kieler Bucht.

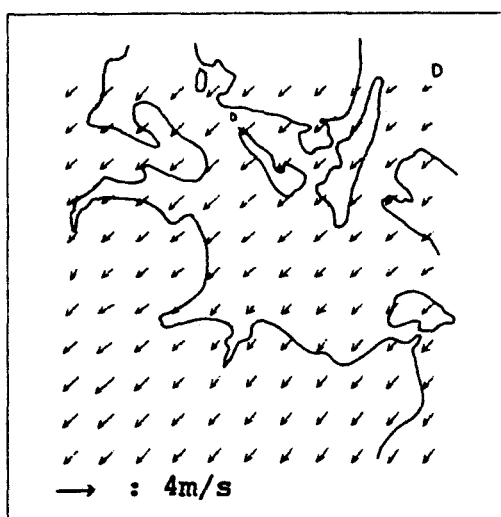
6.2. Darstellung ausgewählter Termine

Für die Einzelanalysen des Feldes wurde analog zur Temperatur eine dreistündige Tagesfolge für den 9. August 1976 ausgewählt. Das Analysegebiet liegt in einer schwachen Hochdruckzone mit Kern über Skandinavien. Hierdurch liegt die Kieler Bucht im Bereich schwacher nordöstlicher Winde mit einer mittleren Geschwindigkeit von etwa 5 Knoten. Die

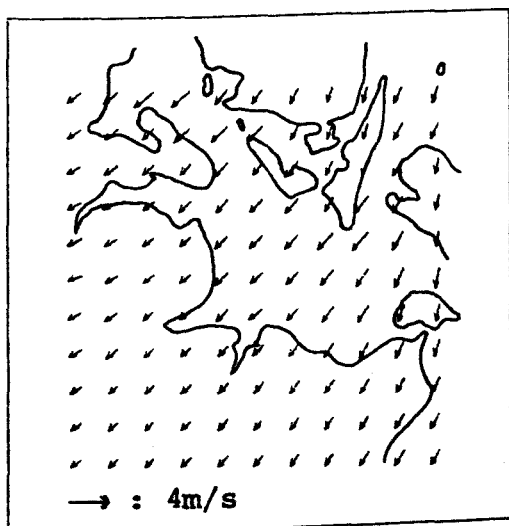
Windfelder(Abb.23a-h) zeigen aufgrund der starken thermischen Gegensätze zwischen Land und Wasser deutliche räumliche Variationen und einen ausgeprägten Tagesgang. Die 1.00 Uhr Analyse(Abb.23a) zeigt über See im Bereich des absoluten Temperaturmaximums stärkere Winde; über dem Land ist die thermische Turbulenz durch Auskühlung reduziert und die Windgeschwindigkeit ist minimal. Die kurzfristige Zunahme der Windgeschwindigkeit im Bereich



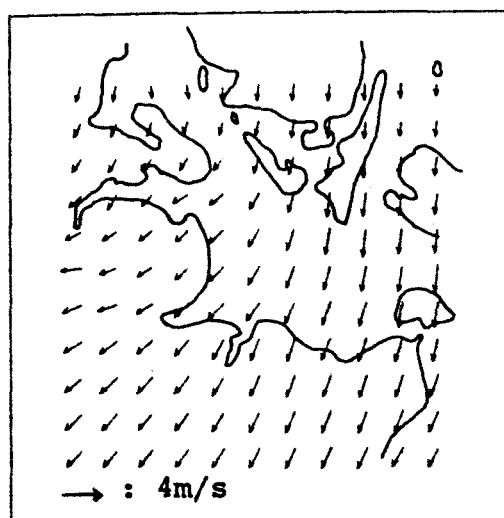
23a: 01.00 Uhr



23b: 04.00 Uhr

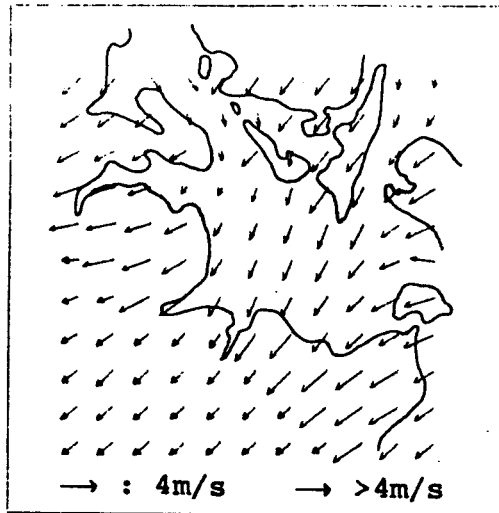


23c: 07.00 Uhr

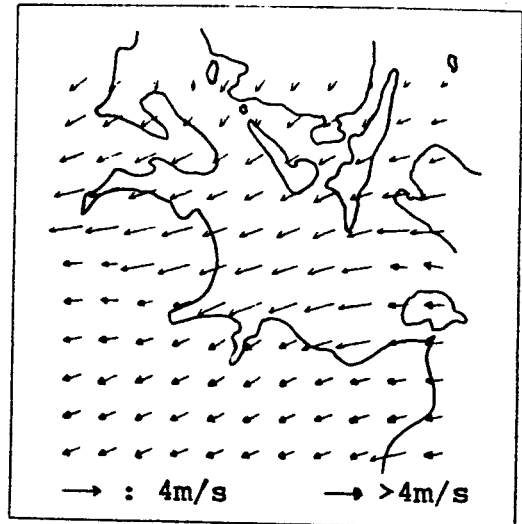


23d: 10.00 Uhr

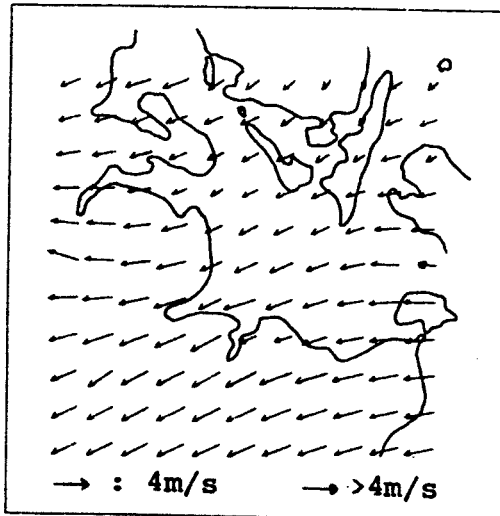
Abb.23 Der Tagesgang des Windfeldes über der Kieler Bucht am 9.8.1976.



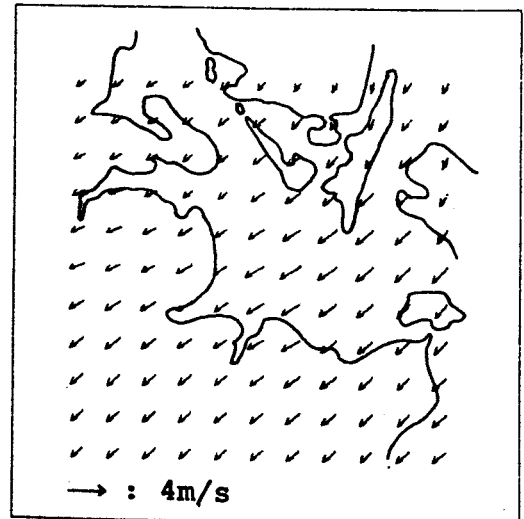
23e: 13.00 Uhr



23f: 16.00 Uhr



23g: 19.00 Uhr



23h: 22.00 Uhr

Abb.23-Fortsetzung-Tagesgang des Windfeldes über der Kieler Bucht am 9.8.1976

einiger Landstationen, die sich um 4.00 Uhr auch in den Zeitreihen widerspiegelt, ist im Rahmen dieser Analyse zunächst nicht deutbar. Um 7.00 Uhr ist die Windgeschwindigkeit über dem Land im Vergleich zur See wieder schwächer ausgebildet. Mit Zunahme der Temperatur steigt die Windstärke nun im Gesamtbereich an. Die intensivere Thermik über dem Land bewirkt hier stärkere Beschleunigungen des Windes. Um 13.00 und 16.00 Uhr (Abb.23e-f) erreichen die Winde 6-7m/s und übertreffen damit die Windstärken

über See. Mit Abnahme der Temperatur (Abb. 23g) und Umkehr des Gradienten (Abb. 23h) schwächt sich das Windfeld über dem Land wieder ab und das Windmaximum liegt nun wieder über See.

Für das gewählte Beispiel ergab die Analyse damit eine Tagesschwankung über Land von ca. 6 m/s und über See variierte die Geschwindigkeit um ca. 2 m/s.

6.3. Fehlerbetrachtungen

6.3.1. Der mittlere quadratische Extrapolationsfehler

Die Verteilung des mittleren quadratischen Extrapolationsfehlers (Abb. 24a-b) zeigt für die U- und V-Komponente eine unterschiedliche Qualität der Anpassung. Für FS. Fehmarnbelt als Referenz sind in (a) und (b) die Linien gleichen Extrapolationsfehlers gemäß Formel (24) dargestellt. Bedingt durch den starken Abfall der Korrelation für die U bzw. V-Komponente, nimmt der Extrapolationsfehler mit der Entfer-

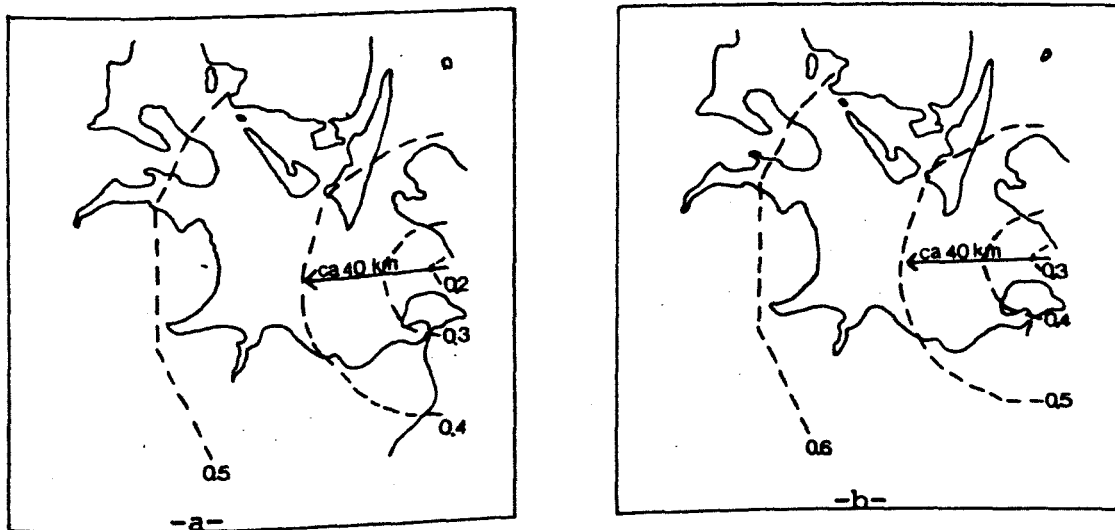
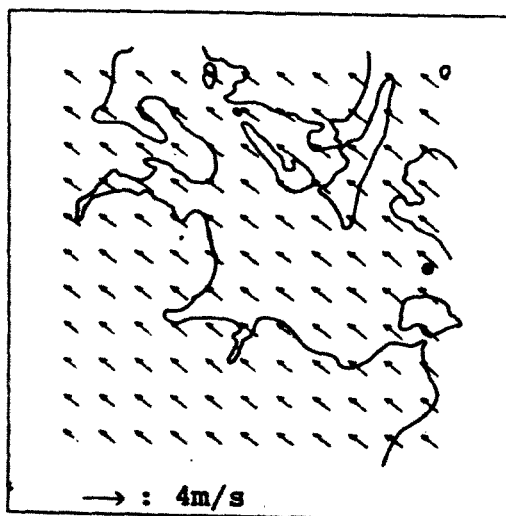
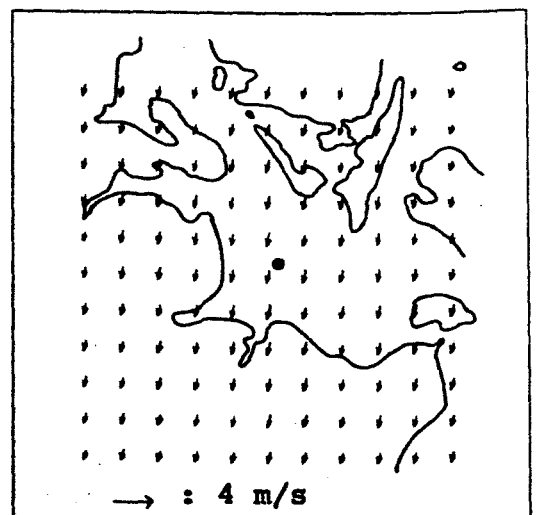


Abb. 24 Mittlerer quadratischer Extrapolationsfehler der U-Komponente (a) und der V-Komponente (b) bezüglich der Station Fehmarnbelt.

nung hier schneller zu. In einem Radius von ca. 40 km ist die meridionale Komponente des Windes bereits zu 50% unbestimmt, während bei der zonalen Komponente über diese Distanz ein Varianzanteil von 40% nicht mehr durch die Extrapolation erfaßt wird. Hieraus resultiert, daß der Wind über der Kieler Bucht stärker modifiziert wird und folglich zur exakten Erfassung eine höhere Stationsdichte erforderlich ist. Die thermisch bedingten Inhomogenitäten des Windfeldes sind hier wegen der vorausgesetzten Isotropie nicht erfaßt; bei den aktuellen Feldverteilungen werden sie als Störungen interpretiert und damit in den Analysen geglättet. Dies sei anhand der Abbildungen 25 verdeutlicht. Der 13.00 Uhr Termin am 9.8.1976 (Abb. 23) zeigte eine Situation mit deutlichen thermischen Windschwankungen. Der großräumige schwache Nordostwind wird folglich lokal modifiziert. Die Registrierungen an der Station Fehmarnbelt zeigen südöstliche Winde um 3 m/s (Abb. 25a). Die Extrapolation ergibt ein mit der Entfernung abnehmendes Windgeschwindigkeitsfeld konstanter Richtung. Am Meßmast, welcher eine Distanz von 54 km zum FS. Fehmarnbelt hat, werden schwächere Winde aus Nordnordost gemessen (Abb. 25b). Es treten damit mesoskalige Variationen auf. Die Ausglättung dieser Effekte

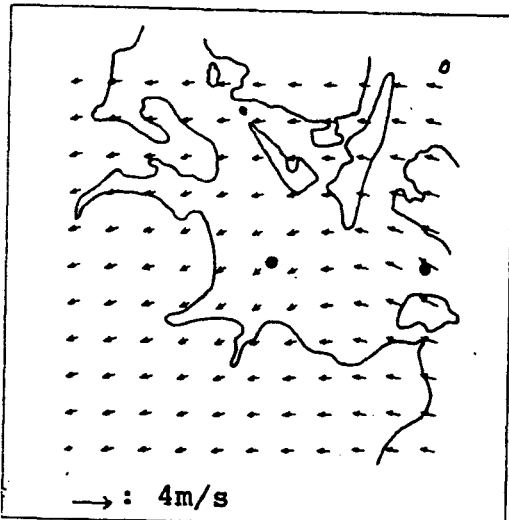


25a: extrapoliertes Windfeld
Fehmarnbelt

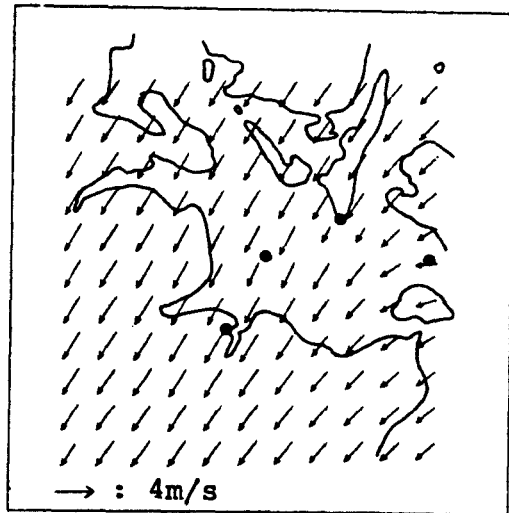


25b: extrapoliertes Windfeld
Meßmast

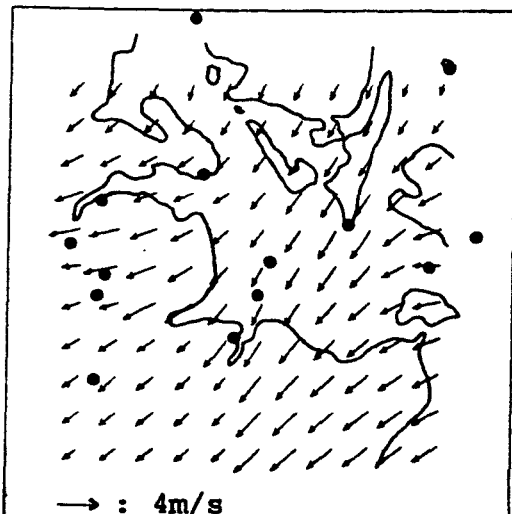
Abb. 25: Die räumliche Variation des lokalen Windfeldes,
• : markiert die zur Extrapolation verwendeten Stationen



25c:extrapoliertes Windfeld
Fehmarnbelt u.Meßmast



25d:extrapoliertes Windfeld
4 Stationen



25e:extrapoliertes Windfeld-15 Stat.

Abb.25 Die räumliche Variation
des lokalen Windfeldes, • mar-
kiert die zur Extrapolation
verwendeten Stationen.

durch die synoptisch bedingte Struktur der Korrelations-
verteilungen zeigen die Abbildungen 25c-d. Die Überlage-
rung (c) zeigt bereits deutliche Verfälschungen an beiden
Stationen. Die Hinzunahme der Landstation Keldsnor und
Kiel-Holtenau (d) mit den thermisch verursachten höheren
Geschwindigkeiten über Land führt zu einer allgemeinen
Verstärkung des Windes im Analysegebiet. Die Anpassung des
Feldes an die Meßpunkte über See wird somit weiter ver-
schlechtert. Die Verwendung aller Meldungen verbessert die
Analyse dergestalt, daß die relativen Windänderungen zwischen
Land und See wiedergegeben sind und hinsichtlich der Rich-

tung wieder eine bessere Approximation an die Registrierungen erfolgt. Eine starke Glättung ist dennoch evident, und ähnlich den Verhältnissen bei der isotropen Temperaturanalyse ist eine Wiedergabe der lokalen Strukturen nicht möglich.

Der mittlere quadratische Fehler der Windanalyse für die Komponenten liegt bei Einbeziehung aller Stationen (Abb. 26) für den zonalen Anteil unter 20%, für die meridionale Komponente unter 30%. Geringfügig schlechter ist die Abschätzung im Bereich geringerer Stationsdichte, also im nördlichen und südöstlichen Analysegebiet.

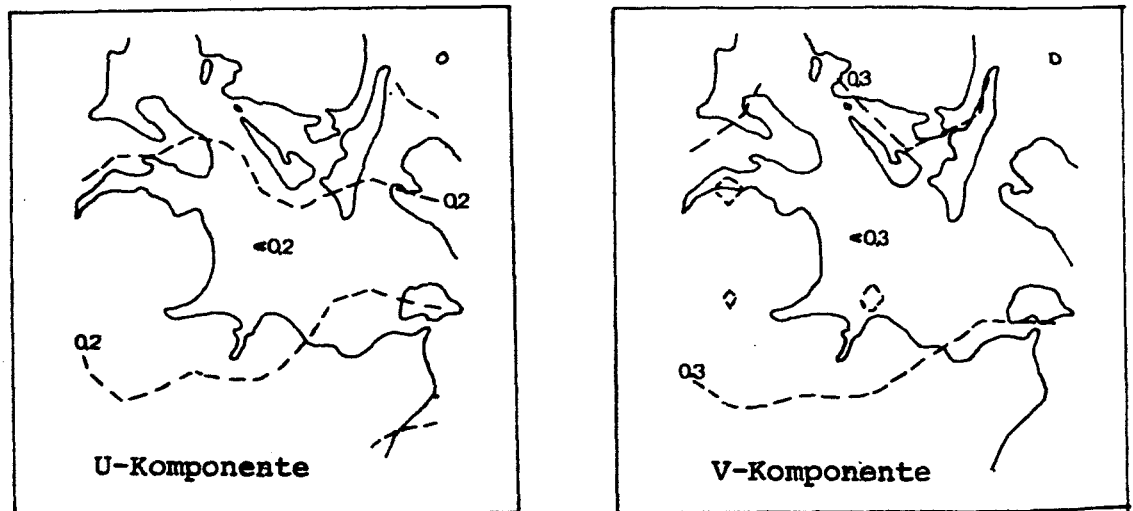


Abb. 26 Mittlerer quadratischer Extrapolationsfehler für die vollständige Feldanalyse der U- und der V-Komponente.

6.3.2. Die räumliche Extrapolation des Windvektors

Betrachtet man wiederum den mittleren quadratischen Extrapolationsfehler zwischen berechnetem und gemessenem Vektor an einem beliebigen Punkt des Feldes, so gehen hier die durch die Inhomogenität bedingten Anteile ebenfalls mit in die Maßzahl ein. Die Extrapolation des Windvektors für die Position des Meßmastes mittels der Meldungen von

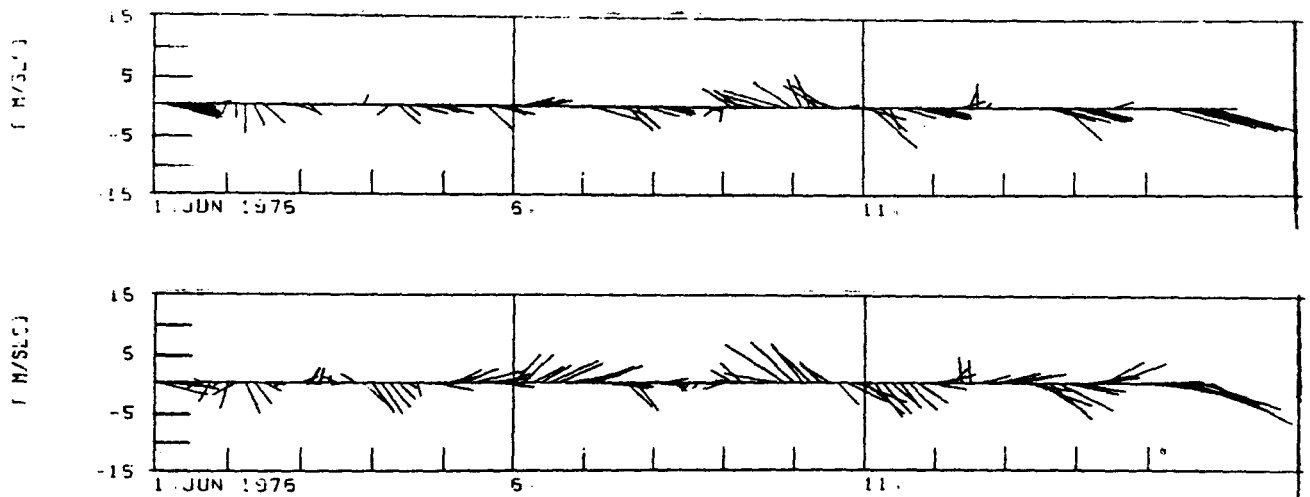


Abb.27 Windextrapolation für den Meßmast aus den Messungen von Fehmarnbelt (obere Abb.) und die Registrierungen des Meßmastes (untere Abb.).

Fehmarnbelt zeigt die Abbildung 27. Als Ausschnitt ist der zeitliche Verlauf vom 1.-15. Juni 1976 dargestellt. Der Windvektor weist hier von der Zeitachse fort; das untere Netz zeigt die Meßwerte des Mastes. Der berechnete Verlauf re-

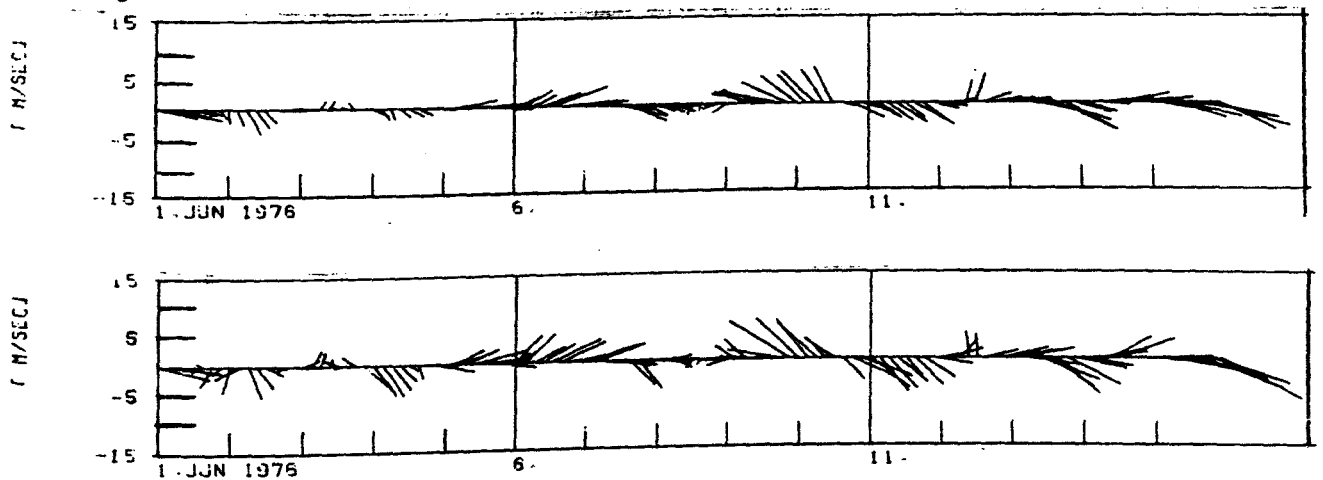


Abb.28 Windextrapolation für den Meßmast aus den Registrierungen von 14 Stationen (oben) und gemessener Wind (unten).

produziert die groben Strukturen, welche großräumig verursacht sind. Da die Wichtung mit der Entfernung abnimmt, werden die Beträge des Windes abgeschwächt. Die Streuung des

Differenzvektors zwischen berechnetem und gemessenem Wert beträgt für den Zeitraum Juni 1976 2.2m/s für U- und 2.3m/s für die V-Komponente. Ein Vergleich mit der Abbildung 28 zeigt die Verbesserung der Extrapolation bei Verwendung sämtlicher Meßstationen. Die Beträge und die Richtungen stimmen besser mit der Registrierung überein. Die Streuung des Differenzvektors reduziert sich auf 1.6m/s für U und 1.7m/s für V.

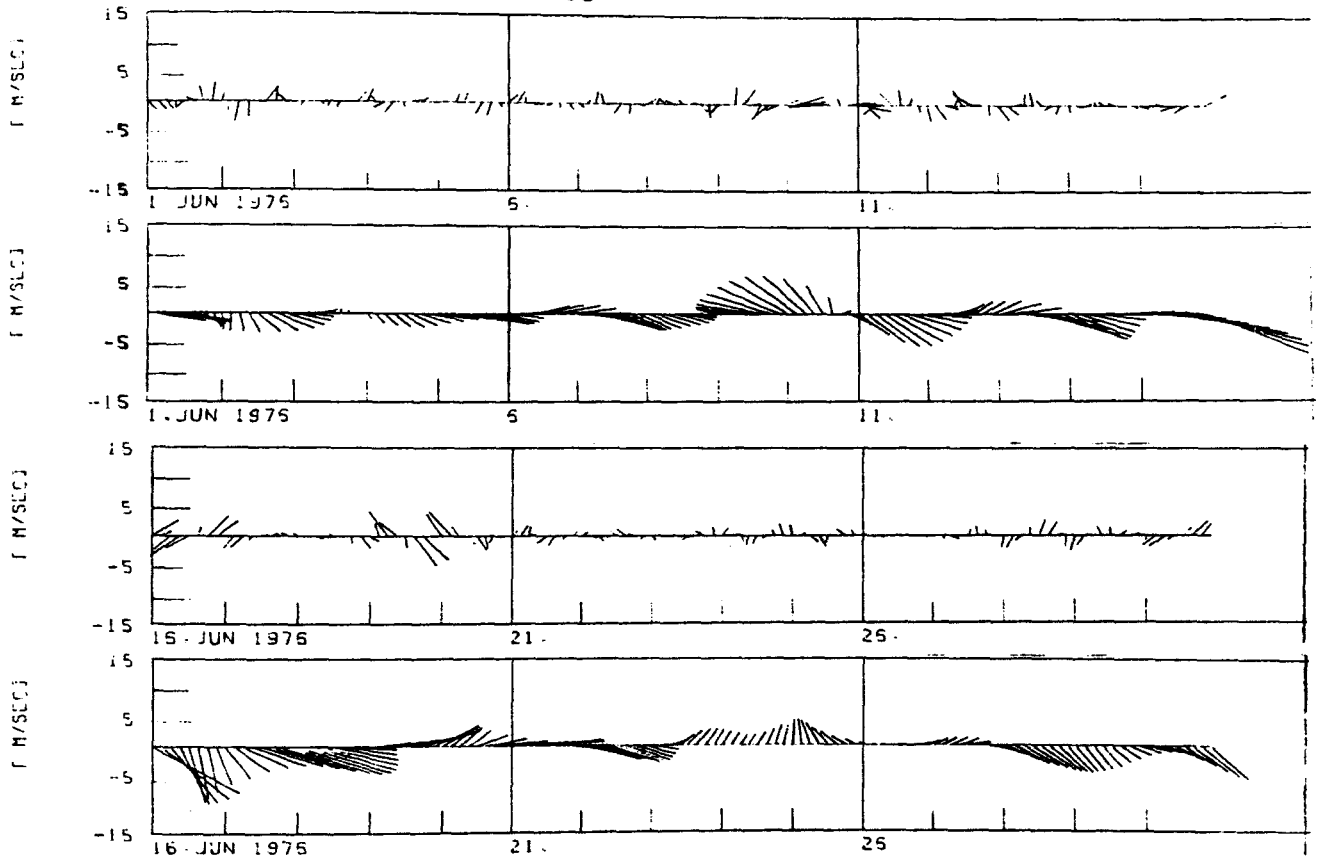
7. FILTERUNG DER VEKTORFELDER

7.1. Trennung der synoptischen und mesoskaligen Feldstrukturen

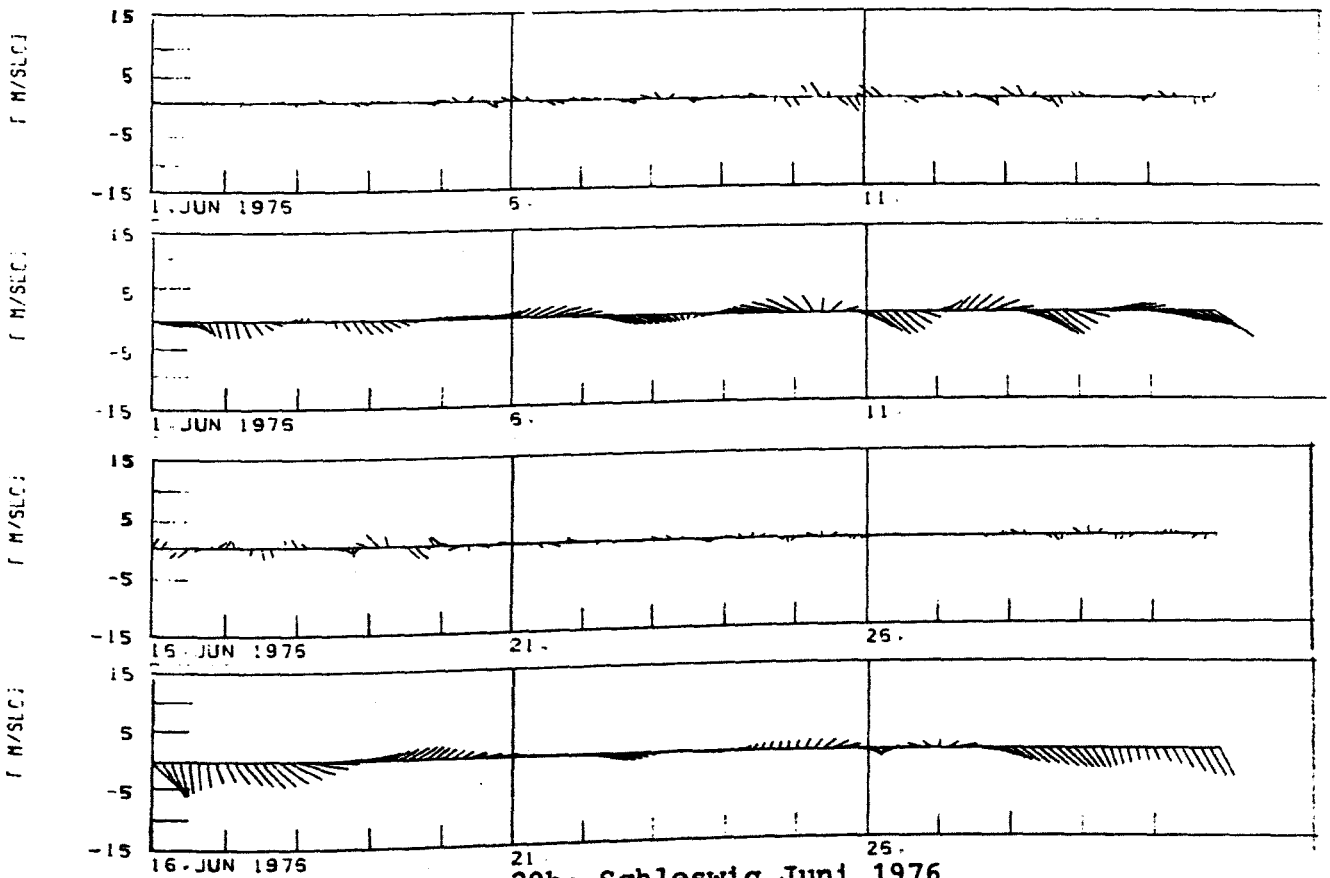
Die Ausführungen des Kapitels 6 haben gezeigt, daß eine detaillierte Auflösung der lokalen Feldvariationen nicht möglich ist, da diese durch den Verlauf der Korrelationsfunktion geglättet werden. Unter der Voraussetzung, daß die energetisch schwächer ausgeprägten Lokalwinde an den Meßpunkten nicht voneinander unabhängig sind, muß diesen Vorgängen ebenfalls eine charakteristische Korrelationsverteilung zugeordnet sein. Da die Fernwirkung der lokalen Effekte per Definition gering ist, wird die Korrelationsfunktion im Bereich der horizontalen Skalen des Analysegebietes im Vergleich zu (27) stärker abfallen. Die mit verschwindender Korrelation vorgegebene Distanz legt dabei die Skala der Lokalstörung fest. Für die Analyse bedeutet dies gleichzeitig eine geringere Glättung des Feldes.

Für die Festlegung dieser Korrelationsverteilung müßte der Datensatz hinsichtlich der advektionsschwachen Lagen untergliedert und separat statistisch aufgearbeitet werden. Dies erfordert wieder eine hinreichende Anzahl von Realisierungen.

Eine andere Möglichkeit der Skalentrennung bietet eine Filterung der Felder. Den räumlichen Variationen sind charakteristische Zeitskalen zugeordnet, und es kann durch eine Filterung der zugrunde liegenden Zeitreihen eine Trennung vom synoptischen Skalenbereich erfolgen. Da die thermisch



29a: Fehmarnbelt Juni 1976



29b: Schleswig Juni 1976

Abb. 29 Der hoch- und niederfrequente Anteil der Windregistrierungen.

beeinflußen Vorgänge tagesperiodisch oder höherfrequent sind, kann durch Hochpaß- bzw. Tiefpaßfilterung eine Trennung erfolgen. Die Grenzfrequenz muß dabei unterhalb der Tagesperiode liegen. Dieses Vorgehen setzt voraus, daß keine synoptischen Störungen innerhalb des hochfrequenten Bandes vorhanden sind. Während der Sommermonate ist die allgemeine Zirkulation abgeschwächt, und damit ist ein wiederholter Durchzug von Wellenstörungen in der Nähe der Tagesperiode kaum zu beobachten. Für das vorgegebene Datenmaterial konnte eine derartige Konstellation nicht festgestellt werden. Für die Windanalysen der Kieler Bucht wurden die Daten mit einem Lanczos-Filter in die lang- und kurzperiodischen Anteile zerlegt. Hierbei wurde jeweils eine Grenzperiode von 30 Stunden gewählt. Die Zahl der Filterkoeffizienten ist so bestimmt, daß die Responsefunktion des Filters im Bereich der Tagesperiode keine nennenswerte Dämpfung anzeigt.

Die gefilterten Vektorreihen zeigt Abb. 29. Für den Monat Juni 1976 sind der hoch- und niederfrequente Anteil der Stationen Fehmarnbelt und Schleswig dargestellt. Im Gegensatz zu den Feldanalysen sind die kurzperiodischen Anteile dieser Darstellung mit einem Bandpaß gefiltert, welcher einen Durchlaßbereich zwischen 15 und 30 Stunden hat. Konvektive Windfluktuationen unterhalb von 15 Stunden sind hier also nicht berücksichtigt. Der Vergleich verdeutlicht wiederum die reibungsbedingten Unterschiede der Land- und Seestationen. Die langperiodischen Variationen lassen nur geringe Richtungsänderungen, jedoch einen deutlichen Unterschied hinsichtlich der Beträge erkennen. Der hochfrequente Windanteil zeigt wesentlich die Tageschwankungen des Windes. Es werden Amplituden bis zu 5 m/s registriert. Da die Richtung der Vektoren beider Frequenzbänder meist nicht übereinstimmt, bewirken die hochfrequenten Anteile neben Betragsvariationen gleichzeitig Richtungsänderungen. Das Verhältnis der Streuungsanteile für beide

Frequenzbänder ist der Tabelle 7 zu entnehmen. Die Streuung des Windbetrages über den Zeitraum Juni-September 1976 ist für einige Meßpunkte hier wiedergegeben. Während die Unterschiede zwischen Land- und Seestationen im langperiodischen

Station	Position	Streuung des Windbetrages	
		T>3oh	15h>T>3oh
Kadetrenden	See	2.37m/s	0.72m/s
Fehmarnbelt	See	3.22m/s	0.88m/s
Meßmast	See	2.72m/s	0.78m/s
Schleswig	Land	1.43m/s	0.62m/s
Eggebek	Land	1.65m/s	0.70m/s

Tabelle 7: Streuung des langperiodischen Windbetrages sowie der tagesperiodischen Schwankungen

Bereich dominant sind, zeigt die Streuung der Tagesperioden geringe Variationen. Das Maximum der Schwankungen im Gesamtfrequenzbereich wird an der Station Fehmarnbelt, das Minimum in Schleswig registriert. Die Auswahl dieser Stationen in Abbildung 29 stellt damit zwei gegensätzliche Registrierung gegenüber. Addiert man die beiden Anteile der Frequenzbänder und vergleicht diese Reihen mit der Registrierung (Abb. 30), indem man aus den Komponenten wieder Beträge und Richtungen ermittelt, so ist zu erkennen, daß in den beiden Frequenzbereichen bereits die wesentlichen Signalstrukturen enthalten sind.

7.2. Darstellung der gefilterten Analysen

7.2.1. Langperiodische Variationen

Zur Berechnung der Feldanalysen des niederfrequenten Anteils wurden die Korrelationsfunktionen mit den gefilterten Daten neu bestimmt. Als Beispiel ist die Verteilung der U-Komponente (Abb. 31) für den Analysezeitraum 1976

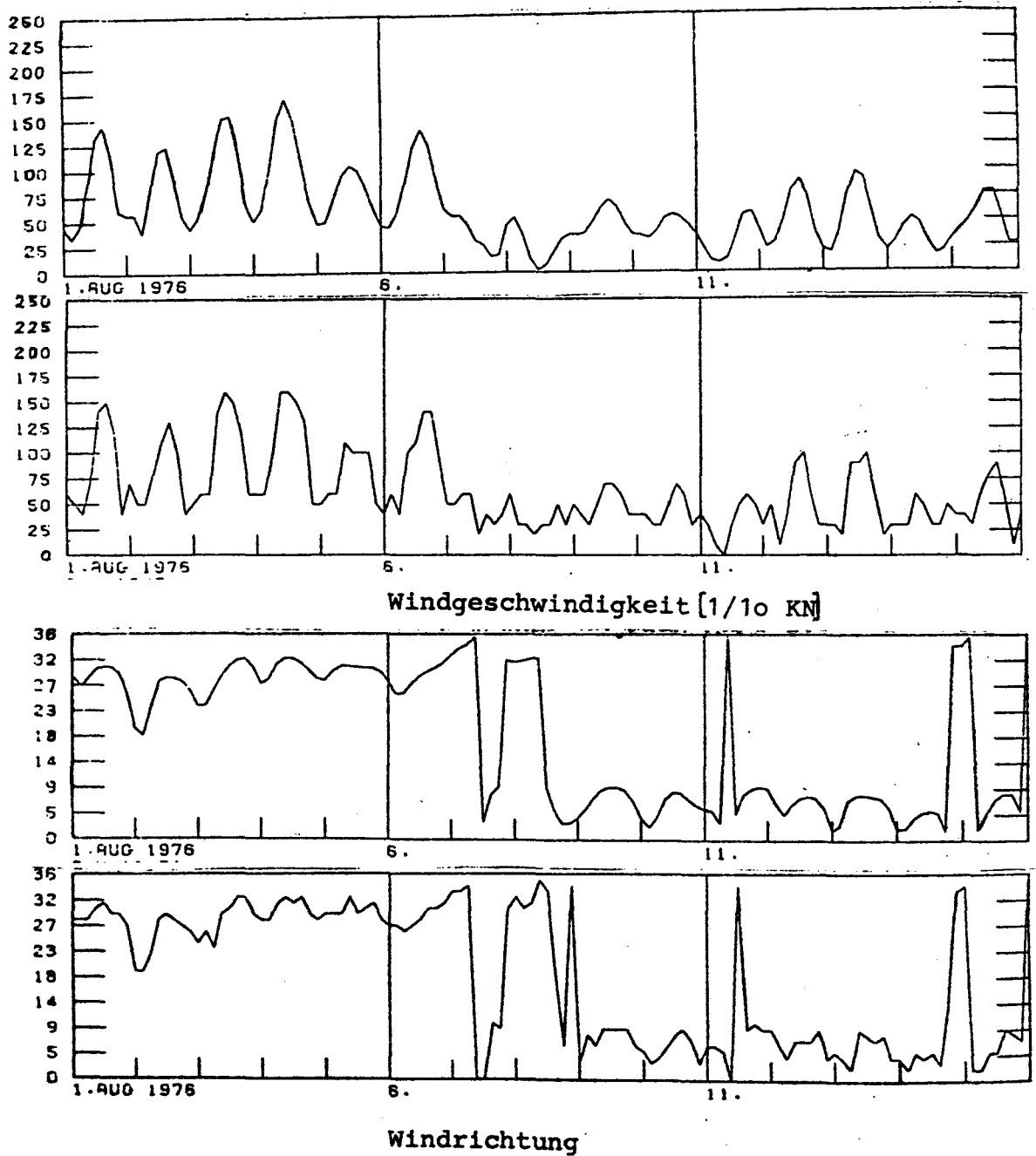


Abb.3o Vergleich der aus den gefilterten Windkomponenten berechneten Windstärke und Richtung mit den Originalregistrierungen (untere Hälfte).

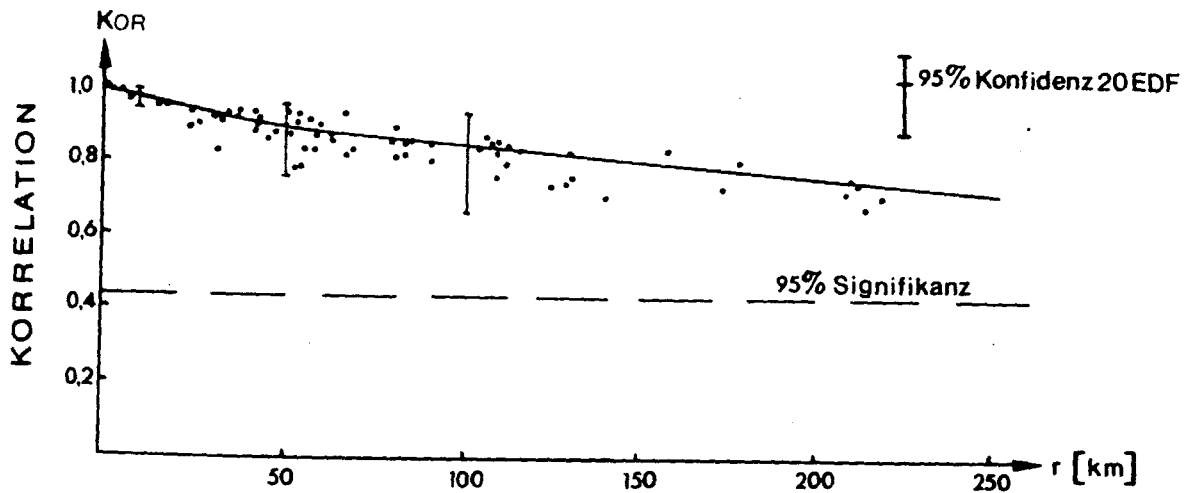


Abb. 31 Korrelationsverteilung und Ausgleichskurve der U-Komponente nach einer Tiefpaßfilterung.

abgebildet. Entsprechend den Ausführungen sind hier die inhomogenen Anteile weitgehend unterdrückt. Die Streuung der Korrelationskoeffizienten ist geringer, und die Funktion hat im Analysebereich eine geringere Neigung; die Korrelation ist also strammer, da im Hinblick auf die langen Perioden innerhalb des Feldes keine Phasenverschiebungen auftreten. Markante, räumliche Variationen existieren nur bezüglich der Windamplituden (s. Tab. 7). Felder dieser Art können durch lineare Regression extrapoliert werden. Die linearen Zusammenhänge zwischen den Windgeschwindigkeiten über Land und über See sind aus Abbildung 32 ersichtlich. Aus dem Vektormittel der Stationen Hohn, Jagel, Schleswig einerseits und Leuchtturm Kiel und Meßmast andererseits wurden die Beträge ermittelt. Für östliche und westliche Winde wurden getrennte Regressionen berechnet. Abbildung 32 zeigt die Verteilung bei Westlagen. Die Korrelation beträgt 94%. Für Ostwindlagen ergeben sich geringfügig größere Streuungen; hier beträgt die Korrelation 89%. Die Regressionsanalyse ergibt für beide Verteilungen nur wenig differierende Ausgleichsgeraden. Ausgewertet sind 264 Ost- und 508 Westwindlagen (28). Da die Varianzen der hochfrequenten Anteile im Vergleich klein sind, stellt (28) eine

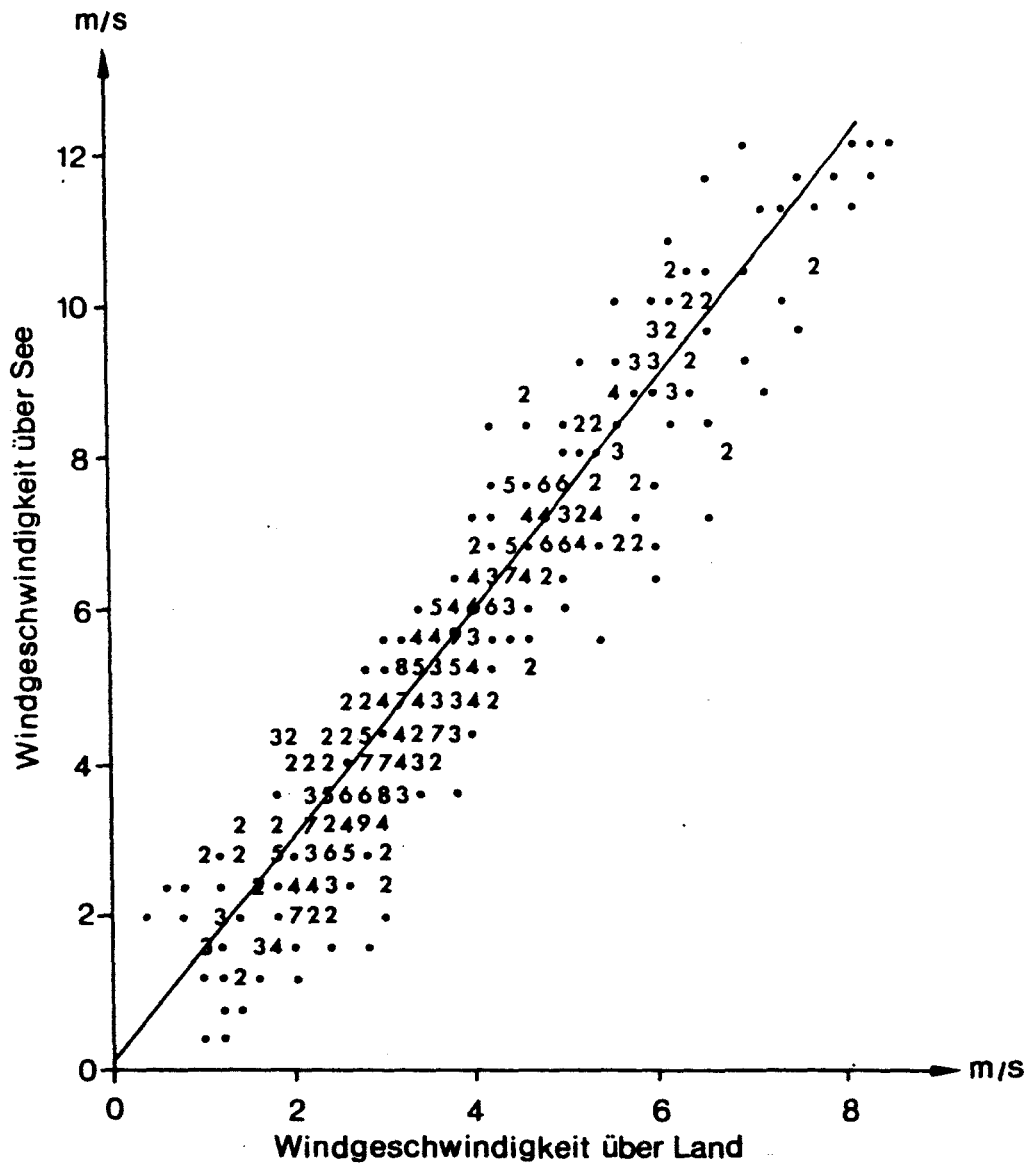


Abb.32 Regression des niederfrequenten Windbetrages im Land-See Bereich der Kieler Bucht bei westlichen Winden. Die Zahlen beschreiben Punkthäufigkeiten.

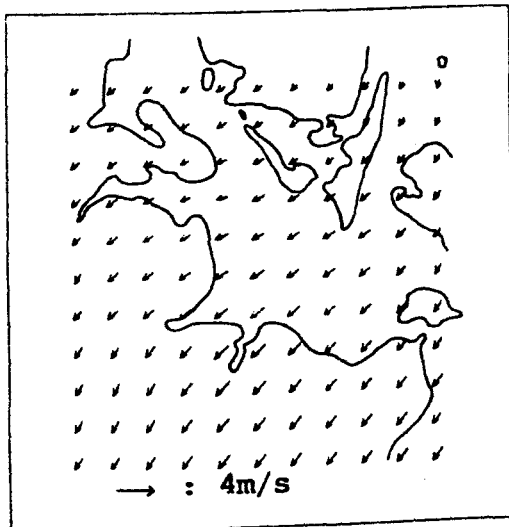
(28)

Westwind : $|V|_{\text{See}} = 1.52 \cdot |V|_{\text{Land}} - 0.06 \text{ [m/s]}$

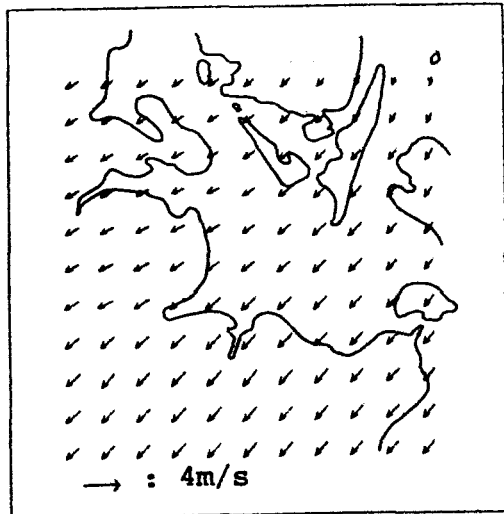
Ostwind : $|V|_{\text{See}} = 1.47 \cdot |V|_{\text{Land}} - 0.11 \text{ [m/s]}$

grobe Approximation der Windänderung dar. Bei geringen thermischen Gegensätzen und Starkwindlagen kann eine Extrapolation des Windbetrages mittels der linearen Beziehung (28) erfolgen.

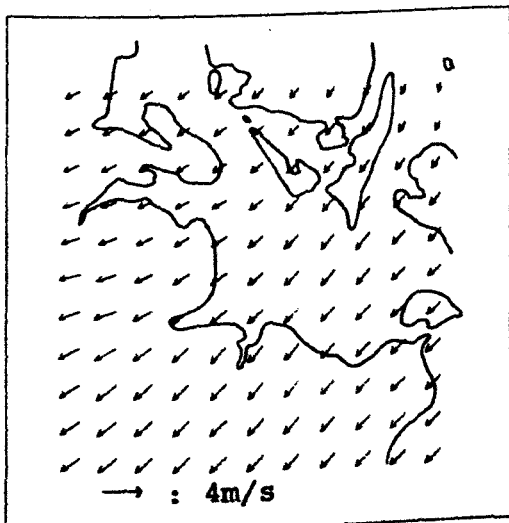
Für die durch schwache großräumige Winde und starke Temperaturgegensätze gekennzeichnete Beispielsituation des 9.8.1976 stellt (28) somit eine schlechte Näherung dar. Die Feldanalyse (Abb. 33a-h) zeigt den synoptischen Wind. Die räumlichen und zeitlichen Variationen sind gering; eine allmähliche Verstärkung des Windes im Tagesverlauf ist zu erkennen. Ein Vergleich mit dem ungefilterten Windfeld (Abb. 23) ergibt eine gute Übereinstimmung der Felder zu den Terminen mit geringen thermischen Gegensätzen, dage-



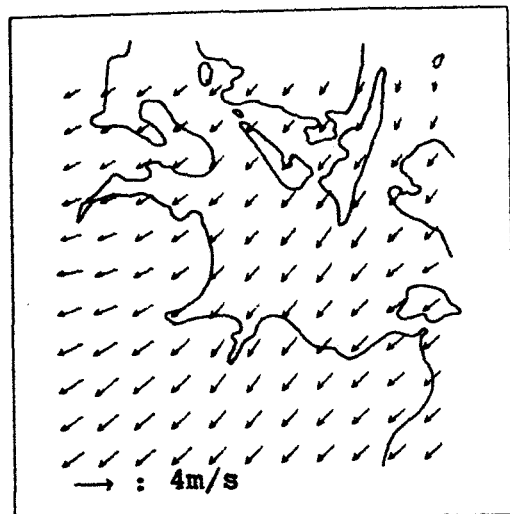
33a: 01.00 Uhr



33b: 04.00 Uhr



33c: 07.00 Uhr



33d: 10.00 Uhr

Abb. 33 Der synoptisch verursachte niederfrequente Windanteil.

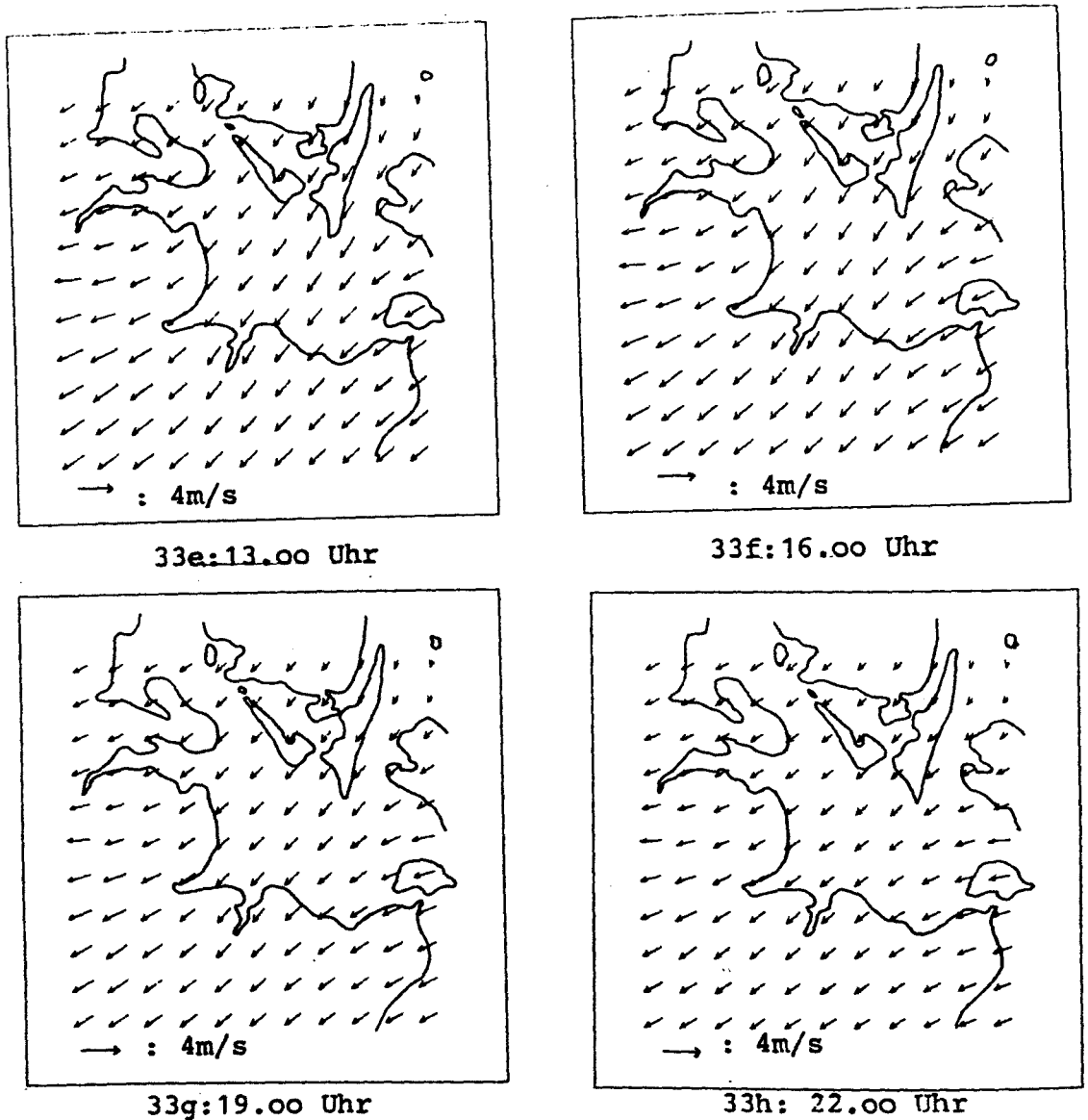


Abb.33-Fortsetzung-Der synoptisch verursachte niederfrequente Windanteil.

gen maximale Störungen für die 1.00 Uhr und 13.00 Uhr Felder. Das synoptische, durch die großräumige Druckverteilung verursachte Windfeld wird somit durch die lokalen Komponenten sowohl im Betrag als auch in der Richtung modifiziert.

7.2.2. Hochfrequente Windschwankungen

Die Analyse des hochpaßgefilterten Windes liefert nun die thermisch verursachten Windschwankungen. Diese werden durch das inhomogene Temperaturfeld modifiziert. Die Feldstruktur unterliegt damit ebenfalls ausgeprägten räumlichen Veränderungen. Die berechnete Korrelationsverteilung für die Windkomponenten (Abb.35 u. Abb.36) ergibt eine Korrelationsdistanz von ca. 100 km. Aufgrund der Koppelung an das Temperaturfeld kann zunächst vermutet werden, daß räumliche Windänderungen im Küstenbereich am stärksten ausgeprägt sind. Die räumliche Korrelation für die Referenz Meßmast (Abb.34) bekräftigt diese Annahme, dargestellt ist hier die zonale Windkomponente.

Die Korrelationsverteilungen wurden deshalb wiederum unterteilt; die Land-See Übergänge sind durch Punkte markiert. Durch die Filterung der Zeitreihen können hier nur äquidistant messende Stationen verwendet werden. Die Zahl der Meßpunkte reduziert sich somit auf 12. Da aufgrund der statistischen Annahmen eine Vielzahl von Korrelationskoeffizienten bereits unter die Signifikanzschwelle fallen, ist hiermit die Stationsdichte nicht mehr zufriedenstellend. Ein Vergleich der jeweiligen Verteilungen der Jahre 1976

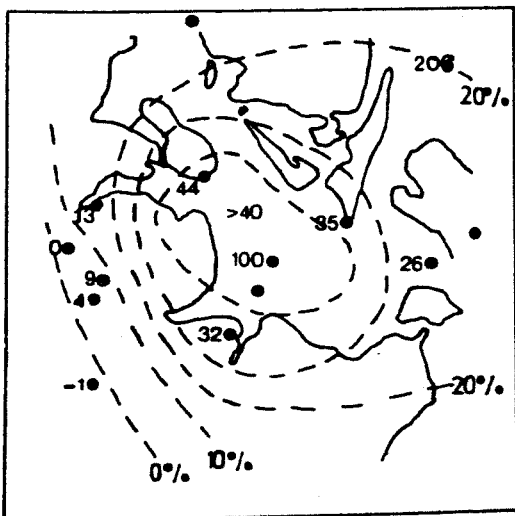


Abb.34 Die räumliche Korrelation des hochfrequenten Anteils der U-Komponente für den Meßmast Kieler Bucht.

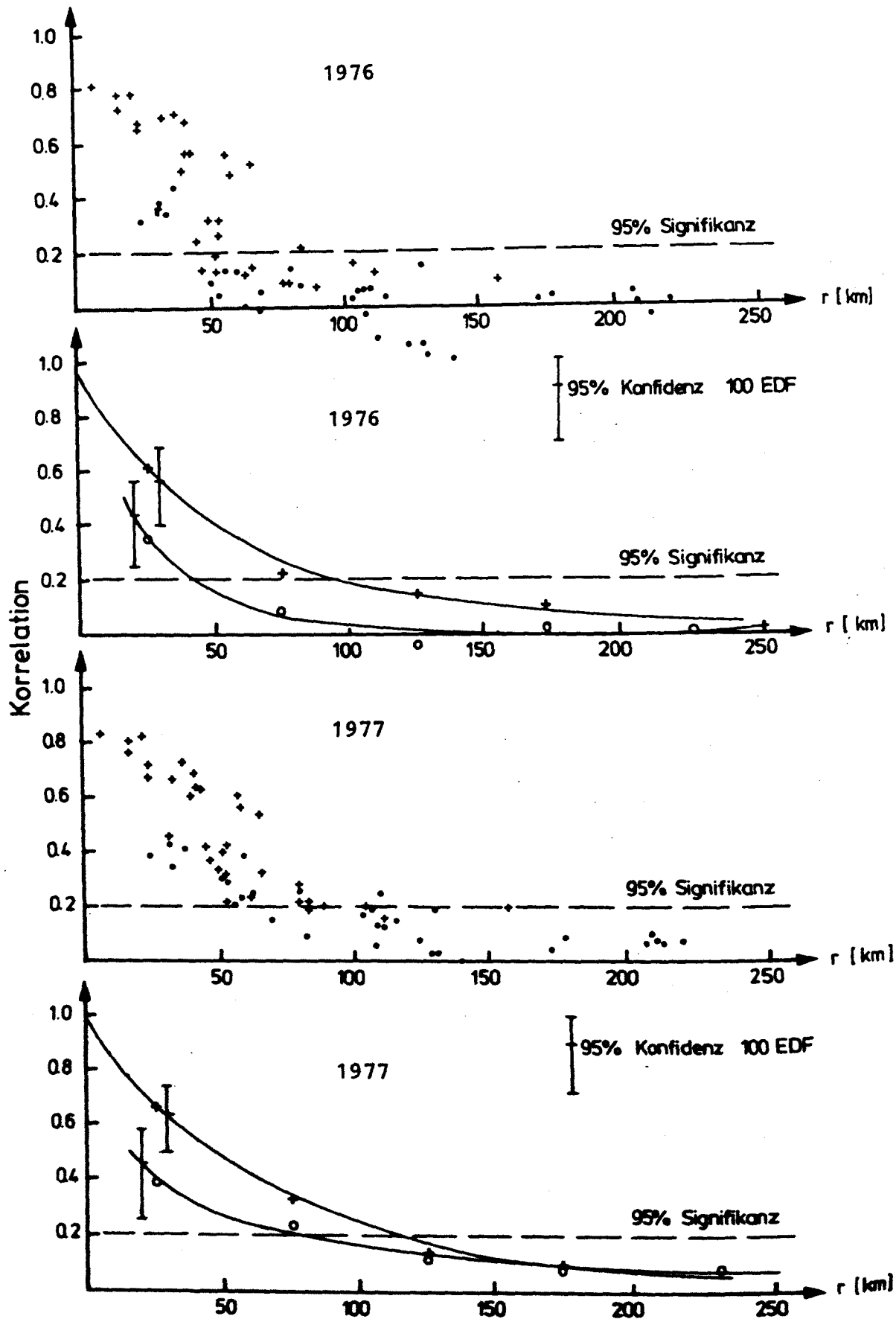


Abb.35: Korrelationsverteilung und Ausgleichskurven der hochfrequenten Anteile der U-Komponente für inhomogene Strukturen.

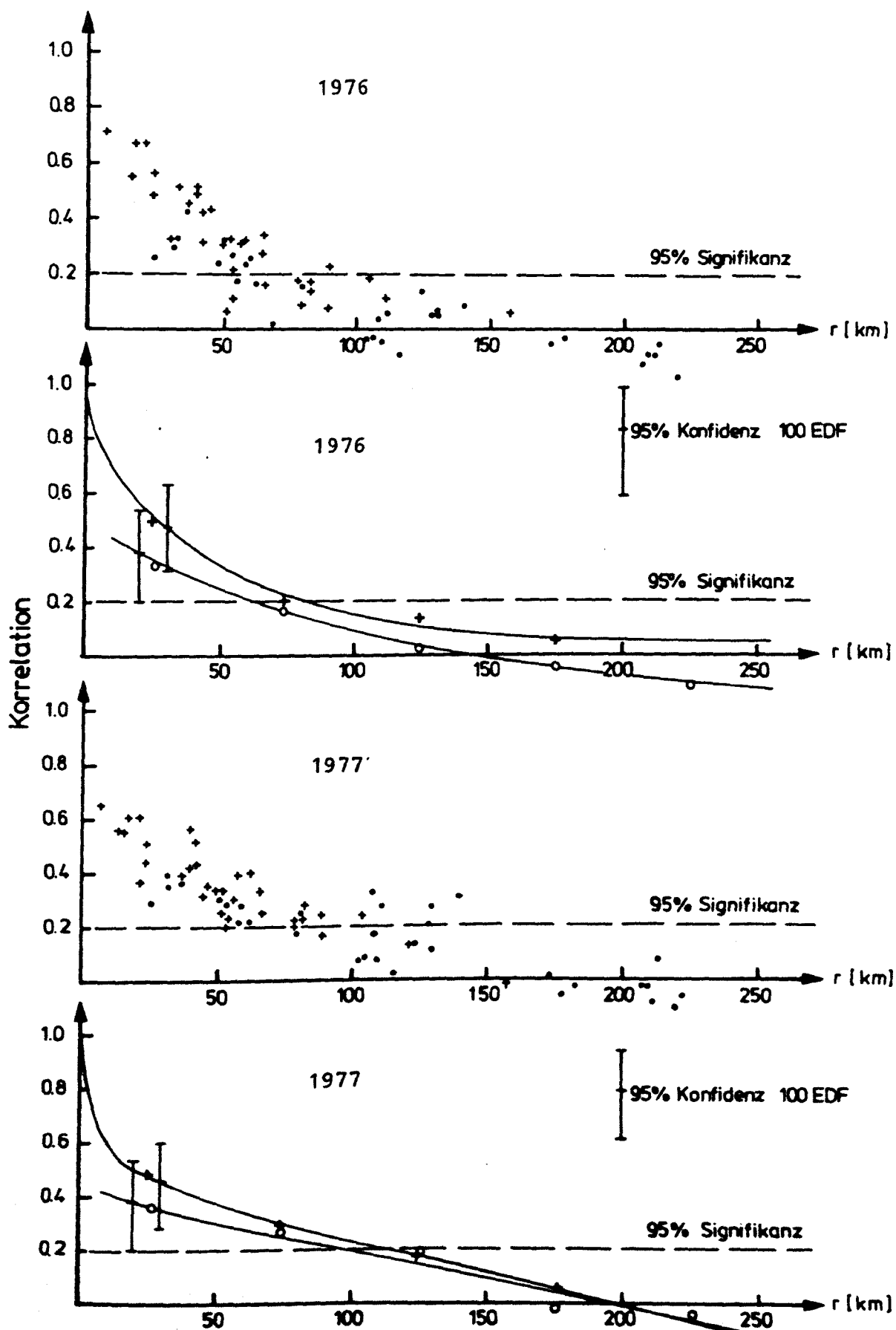


Abb.36 Korrelationskoeffizienten und Ausgleichskurven der hochfrequenten Anteile der V-Komponente für inhomogene Strukturen.

und 1977 läßt jedoch erkennen, daß den Land-See Übergängen eine geringere Korrelation zugeordnet ist. Trotz geringer statistischer Absicherung wurden für beide Verteilungen separate Ausgleichungen vorgenommen, deren Verlauf in den Abbildungen 35 und 36 wiedergegeben ist. Insbesondere die U-Komponenten lassen oberhalb der Signifikanzschwelle deutliche Unterschiede in der Verteilung erkennen.

Die Feldanalysen für den Beispieltermin zeigen nun die Tagesvariationen im Bereich der Kieler Bucht (Abb.37).

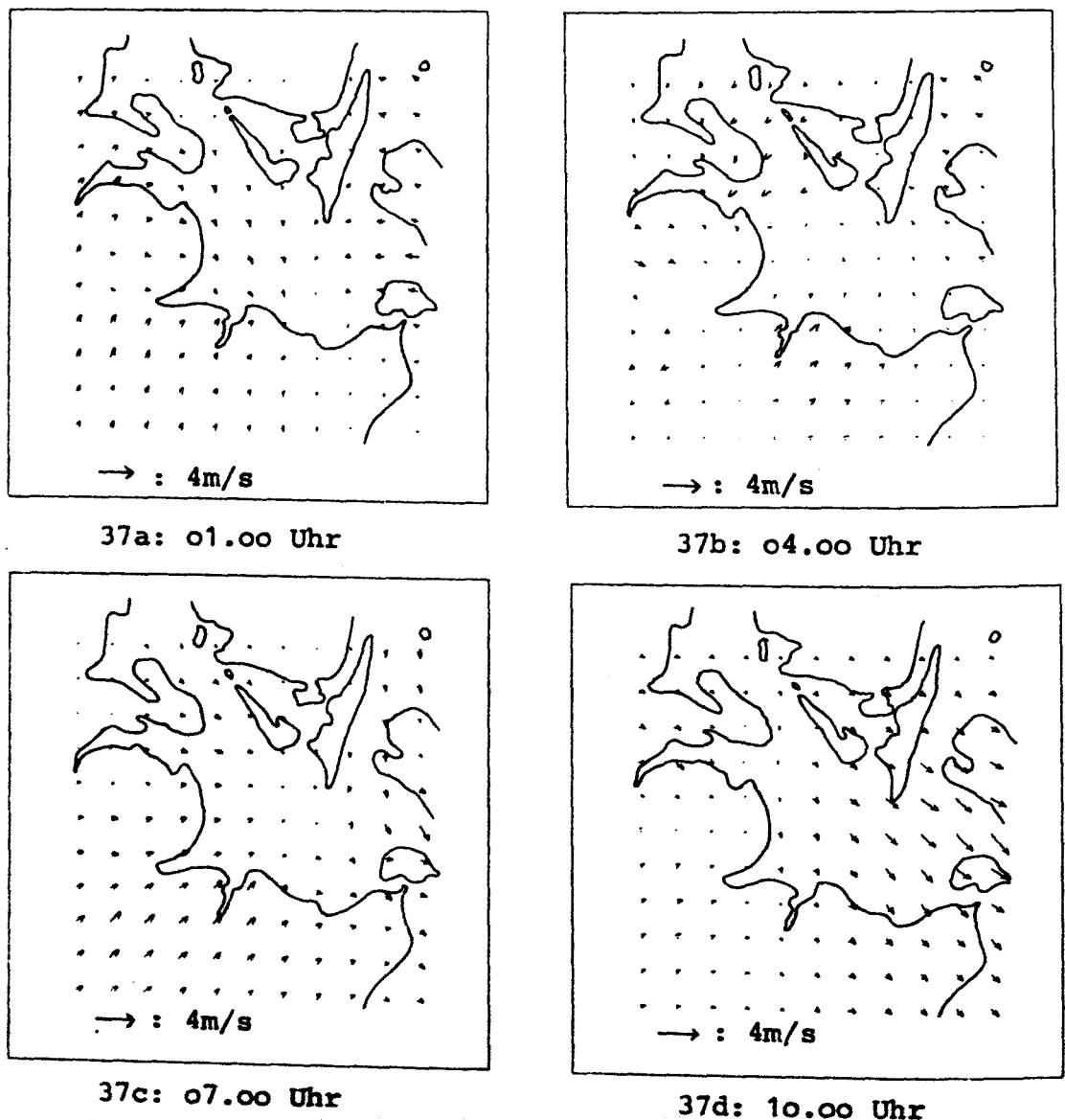


Abb.37 Tagesgang des hochfrequenten Windanteils am 9.8.1976

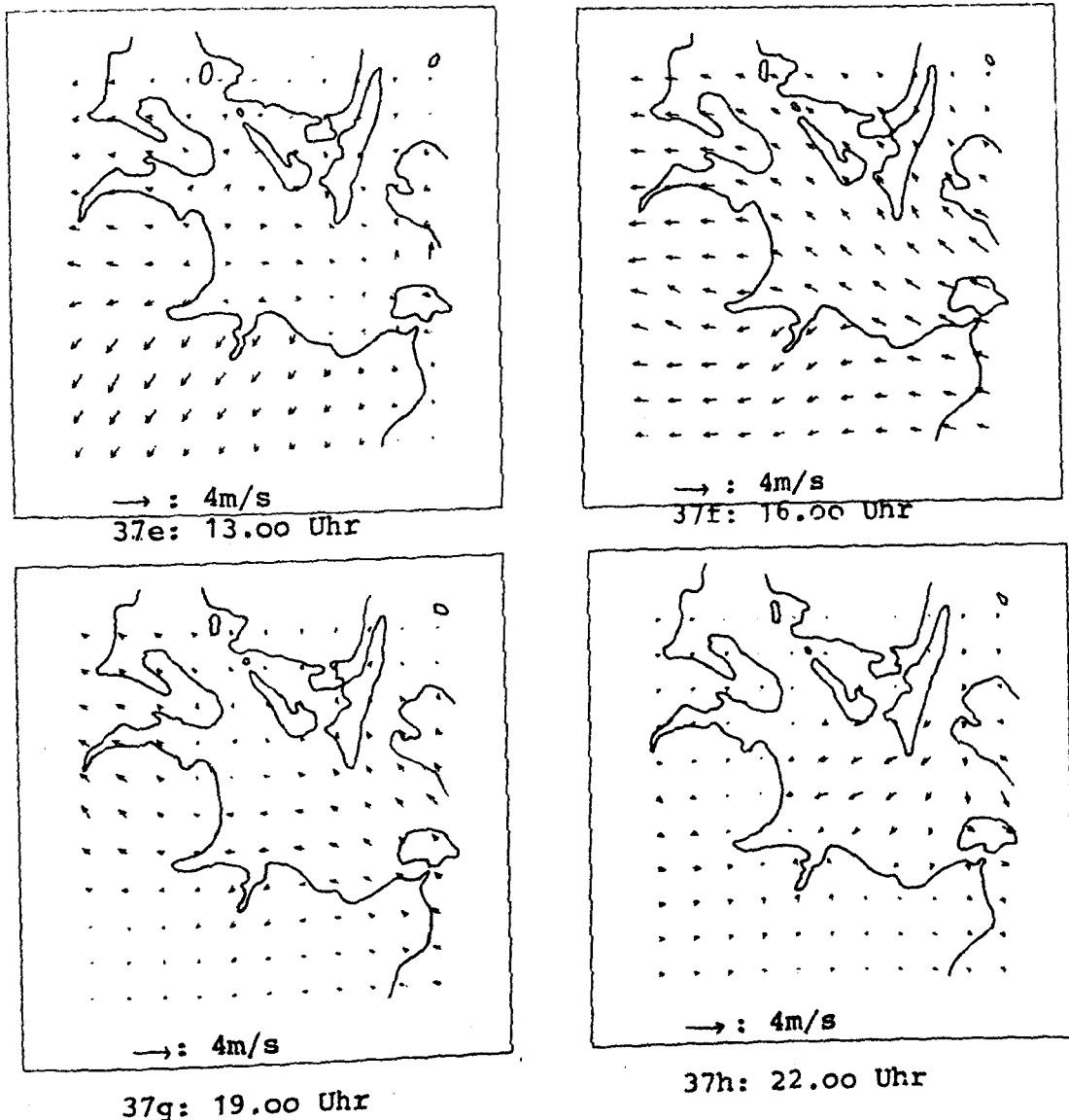


Abb.37-Fortsetzung-Tagesgang des hochfrequenten Windanteils am 9.8.1976.

Bei den vorherrschenden nordöstlichen Winden bewirken in den Darstellungen südwest gerichtete Pfeile eine Verstärkung des synoptischen Windes, während in umgekehrter Richtung eine Abschwächung erfolgt. Die Situation zeigt gegen 1.00 Uhr eine Reduzierung der Windgeschwindigkeit über dem Land und eine verstärkende Komponente im östlichen Bereich der Kieler Bucht. Die Ausbildung des nächtlichen Temperaturmaximums über See regt hier somit die thermische Turbulenz an; sie bewirkt folglich bei östlichen Winden eine thermisch bedingte Konvergenz im Küstenbereich. Vergleichbare Strukturen sind auf der 7.00 Uhr

Analyse erkennbar. Über dem Land erfolgt weiterhin eine Abschwächung des Windes, während über der nur noch leicht wärmeren See die thermische Turbulenz jetzt ebenfalls geschwächt ist. Wie bereits bei der Präsentation der Originalwindfelder festgestellt wurde, stellt die Situation um 4.00 Uhr eine kurzperiodische Störung dieser Abfolge dar. Die hochfrequenten Komponenten sind nur schwach ausgebildet und die thermisch bedingte Reduktion der Windgeschwindigkeit ist verringert (Vergl. Abb. 23). Eine Deutung dieses Phänomens kann anhand der Temperatur- und Windanalysen nicht erfolgen. Eine mögliche Erklärung findet man aus den Angaben des Wetterschlüssels. Im gesamten Bereich wird zu dieser Zeit das Auftreten von Nebel und Nebelbänken gemeldet. Die kurzfristige Labilisierung durch die freiwerdende Kondensationswärme kann eine Ursache dieser Erscheinung sein. Die Temperaturzunahme über dem Land verstärkt zwischen 7.00 und 13.00 Uhr die thermische Turbulenz. Da die Windstärke über See zunächst noch abgeschwächt ist, bildet sich im Küstenbereich eine bodennahe Strömungsdivergenz aus. Die phasenverzögerte Erwärmung über der Kieler Bucht (Abb. 9) führt im Verlaufe des Nachmittags gleichfalls zu einer Zunahme der Windgeschwindigkeit über See. Mit Abbau des Temperaturgradienten schwächt sich das Windfeld gegen Abend ab. Um 22.00 Uhr liegt das Temperaturmaximum wieder über dem Wasser und es bildet sich eine küstennahe Konvergenz aus.

8.DIE MITTLEREN VERTEILUNGEN DES TEMPERATUR-UND WIND-FELDES IM ZEITRAUM JUNI-SEPTEMBER 1976 UND 1977.

8.1.Klasseneinteilungen für die Analysen

Während bisher nur die Analysen ausgewählter synoptischer Termine im Vordergrund standen,soll im Rahmen dieses Kapitels der Versuch unternommen werden,daß gesamte Datenmaterial der Sommer 1976 und 1977 zusammenfassend darzustellen.

Bei der mesoskaligen Feldanalyse ist weniger eine Sichtung hinsichtlich der synoptischen Wetterlagen von primärem Interesse,vielmehr bedingen die lokalen thermischen Gegensätze Modifikationen,deren mittlere Intensität und räumliche Struktur für das Feld charakteristisch sind. Wie anhand der Beispiele in den vorherigen Kapiteln verdeutlicht,handelt es sich hier um Vorgänge,die besonders stark im Tagesgang des Wind-und Temperaturfeldes präsent sind.Da im Beispiel eine Situation mit ausgeprägter lokaler Gegensätzlichkeit behandelt wurde,ist zu klären,in welchem Maße die hier aufgezeigten Strukturen auch in den mittleren Darstellungen auftreten.Für die statistische Bearbeitung werden somit die Termine tageszeitlich zusammengefaßt.Zur Analyse standen jeweils 976 Realisierungen des Feldes zur Verfügung.Für die 8 Klassen ergeben sich hiermit jeweils 122 Termine.

Die individuelle Struktur des Feldes hängt nun von Parametern wie Bewölkung,Strahlung und Windgeschwindigkeit ab.Ferner ist die Windrichtung im Küstenbereich eine für das thermische Feld wichtige Größe.Der Umfang der zur Verfügung stehenden Analysen ermöglicht jedoch keine stark detaillierte Unterteilung.Ein grobes Raster zur Erfassung der wesentlichen Strukturen soll hier lediglich durch eine Klasseneinteilung des Windes entwickelt werden.Da sowohl die Stärke und die Richtung einen Einfluß auf das Feld haben,sind hier folgende Klassen festgelegt:

Windstärke $V \leq 5 \text{ m/s}$	Windrichtung $220^\circ \leq \rho \leq 320^\circ$
	Windrichtung $40^\circ \leq \rho \leq 140^\circ$
<hr/>	
Windstärke $V > 5 \text{ m/s}$	Windrichtung $220^\circ \leq \rho \leq 320^\circ$
	Windrichtung $40^\circ \leq \rho \leq 140^\circ$

Mit dieser Festlegung der Untergruppen kann so der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes bei starken oder schwachen Winden ebenso dargestellt werden, wie die richtungsabhängige tägliche Variation des Windfeldes.

8.2. Der mittlere Tagesgang des Temperatur- und Windfeldes in der Kieler Bucht.

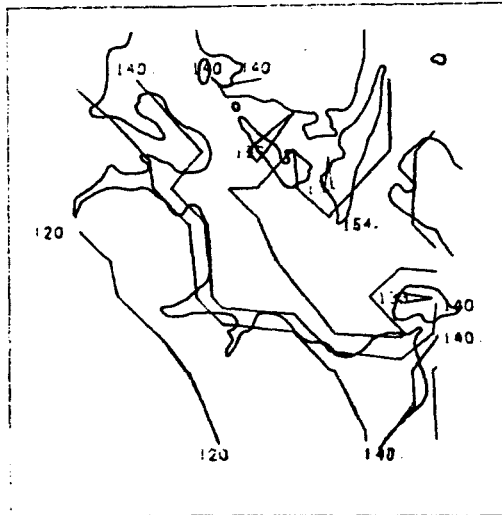
Die Abbildungen 38 und 39 zeigen für die Termine 01.00, 07.00, 13.00 und 22.00 Uhr den mittleren Tagesgang bei schwachem West- bzw. Ostwind. Jede Abbildung umfaßt die Serien für Temperatur und Wind. Da diese Gruppe alle Lagen mit geringer Advektion umfaßt, zeigen die Temperaturfelder zu allen Terminen einen Gradienten im Küstenbereich, der nachts ein geringes Temperaturgefälle zum Land und mittags ein starkes Gefälle zur See beschreibt. Der Tagesgang beträgt über See $2^\circ\text{--}3^\circ\text{C}$ bei westlichen und 1°C bei östlichen Winden. Über Land beträgt der Tagesgang 8°C bei Westwind, bei Ostwind reduziert sich die Tagesamplitude auf 6°C . Die nächtliche Abkühlung wird bei östlichen Winden im Küstenbereich abgeschwächt. Der Tagesgang bei schwachen westlichen Winden (Abb. 38.2) zeigt nachts ein Windminimum über dem Land, maximale Winde über See und eine Umkehr dieser Verhältnisse zum Mittag. Bei östlichen Winden (Abb. 39.2) ist ein deutlicher Tagesgang nur über Land festzustellen. Da die Temperaturschwankungen über See bei östlichen Winden gering sind, ist die Tagesvariation hier nur wenig ausgeprägt. Bei Starkwindlagen (Abb. 40 u. 41) sind die Temperaturgradienten nur noch schwach ausgebildet. Unabhängig von der Windrichtung bildet sich nur noch mittags ein schwacher Gradient

von 1°C - 2°C in Küstennähe aus. Da die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen Land und See mit zunehmender Windstärke größer wird (s. Abb. 32), thermische Effekte nur noch schwach ausgeprägt sind, ist die reibungsbedingte Windvariation hier deutlich erkennbar. Die Tagesschwankungen sind hier nur noch schwach ausgeprägt.

Die Abbildungen 42 und 43 zeigen die mittleren Felder für den Zeitraum Juni-September 1977. Die mittleren Felder bei geringen Windstärken sind denen des Jahres 1976 ähnlich. Bei insgesamt niedrigeren Temperaturen bleibt der Unterschied des Tagesganges bei westlichen und östlichen Winden. Er beträgt hier 6°C über Land und $\text{ca. } 3^{\circ}\text{C}$ über See bei Westwind und reduziert sich um etwa 2°C bei östlichen Winden. Die thermischen Gegensätze sind im Jahre 1977 schwächer ausgeprägt. Die qualitativen Unterschiede hinsichtlich des Windfeldes bleiben jedoch gleichfalls unverändert. Die Streuung der Temperaturfelder ist über Land und See verschieden; sie zeigt ferner tageszeitliche Variationen. Auf eine Darstellung der Verteilung der Standardabweichungen soll hier verzichtet werden. Die Tabelle 8 gibt einen Überblick der ermittelten Streuwerte der Temperatur bei geringen Windgeschwindigkeiten.

	1.00 Uhr		13.00 Uhr	
	Land	See	Land	See
1976 Westwind:	2.7	2.8	4.1	3.3
Ostwind :	2.4	2.4	4.2	3.0
1977 Westwind:	2.7	2.0	2.0	1.5
Ostwind :	3.0	2.0	2.8	1.9

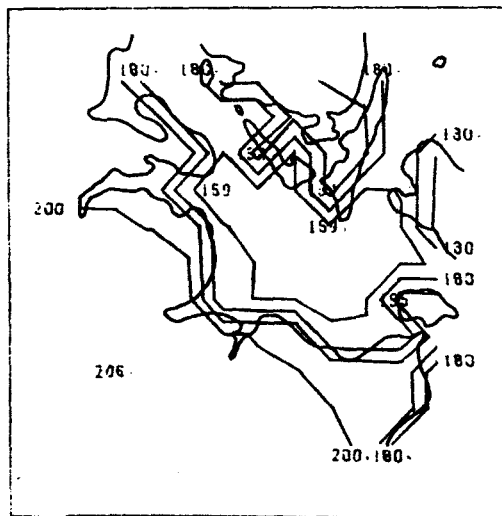
Tabelle 8: mittlere Streuung der Temperatur bei Schwachwindlagen $V \leq 5\text{m/s}$ für die gemittelten Analysen



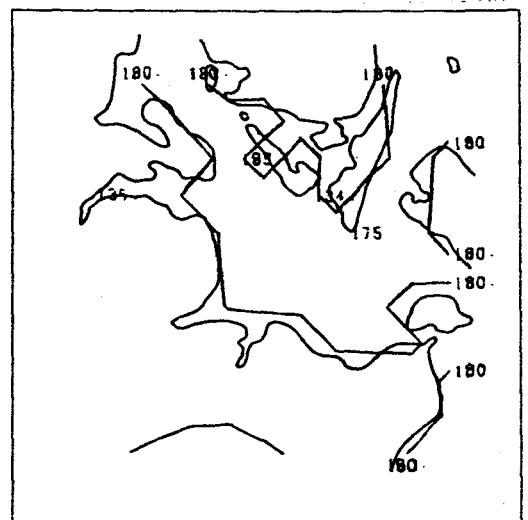
38.1a: 01.00 Uhr-55 Analysen



38.1b: 07.00 Uhr-47 Analysen

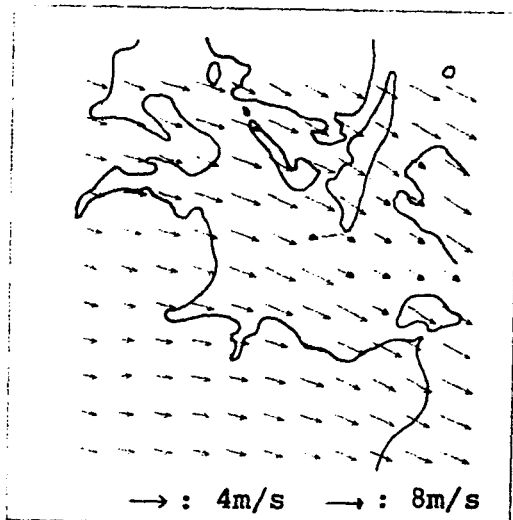


38.1c: 13.00 Uhr-30 Analysen

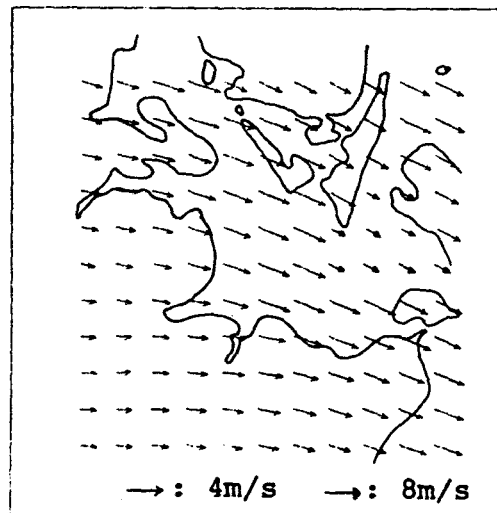


38.1d: 19.00 Uhr-31 Analysen

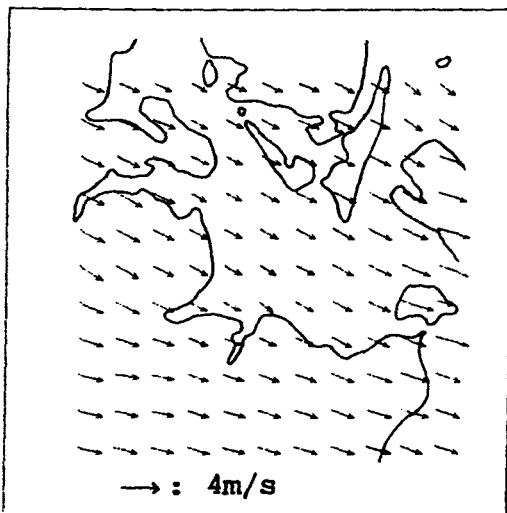
Abb.38 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1976 bei schwachen westlichen Winden.



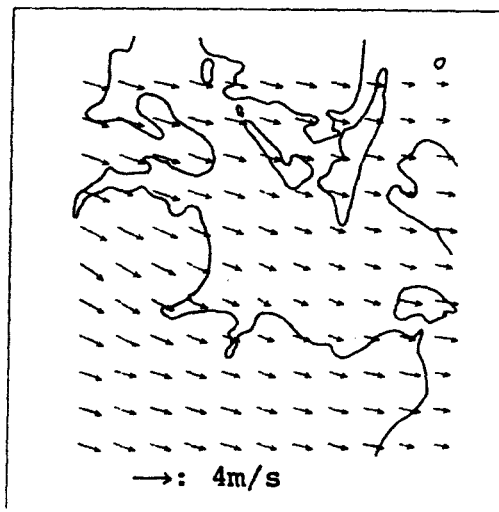
38.2a: 01.00 Uhr-55 Analysen



38.2: 07.00 Uhr-47 Analysen

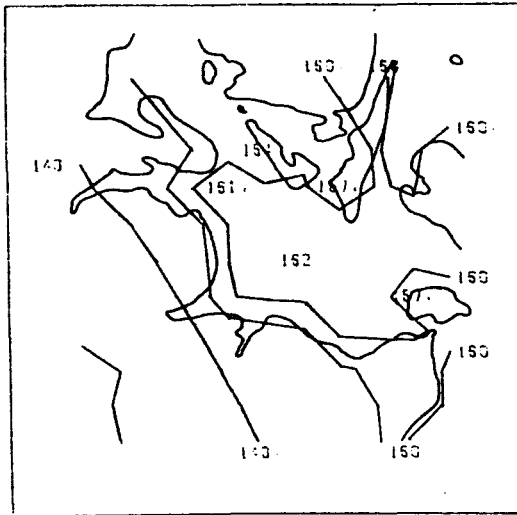


38.2c: 13.00 Uhr-30 Analysen

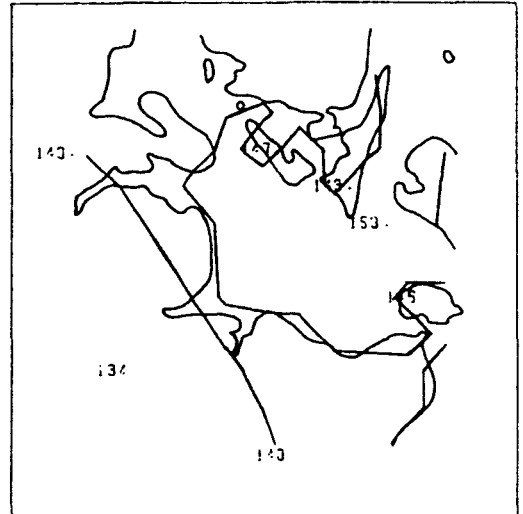


38.2d: 19.00 Uhr-31 Analysen

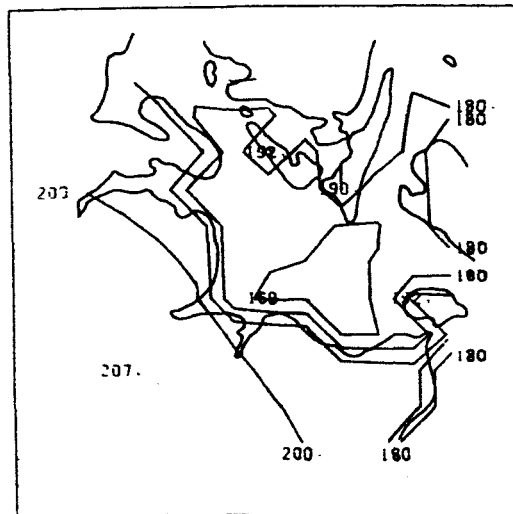
Abb.38.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei westlichen Winden mit $M \leq 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1976.



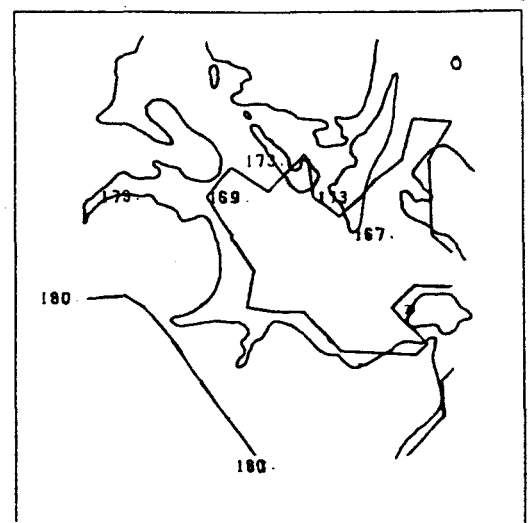
39.1a: 01.00 Uhr-29 Analysen



39.1b: 07.00 Uhr-29 Analysen

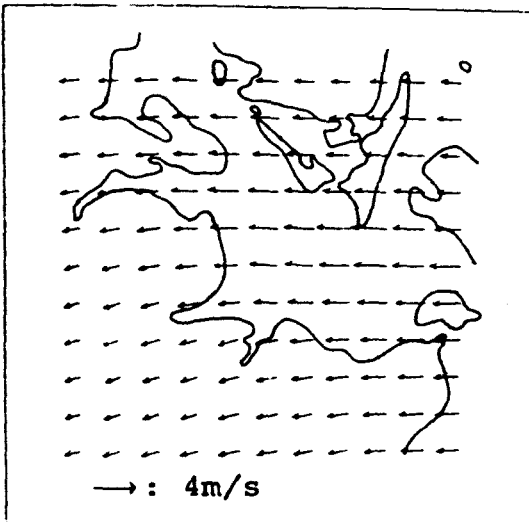


39.1c: 13.00 Uhr-16 Analysen

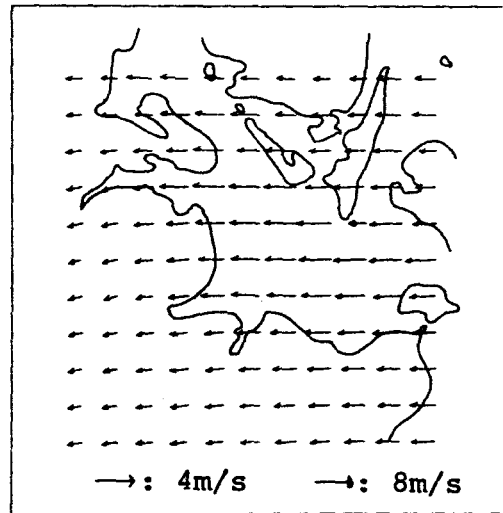


39.1d: 19.00 Uhr-20 Analysen

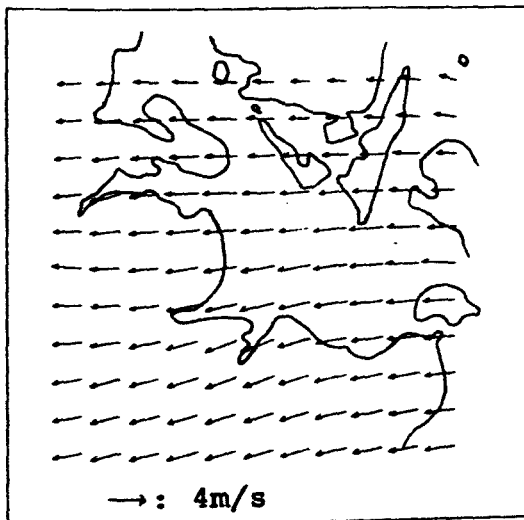
Abb.39.1 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1976 bei schwachen östlichen Winden.



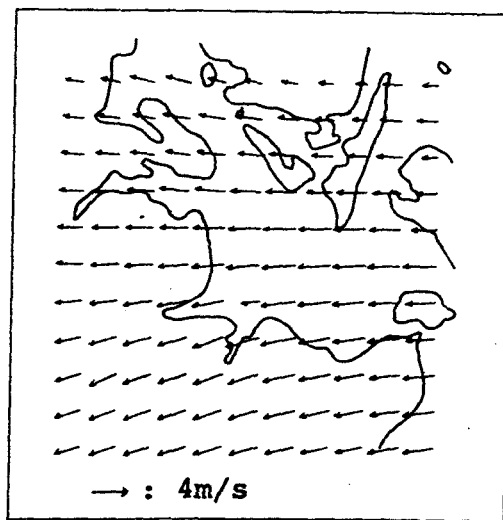
39.2a: 01.00 Uhr-29 Analysen



39.2b: 07.00 Uhr-29 Analysen

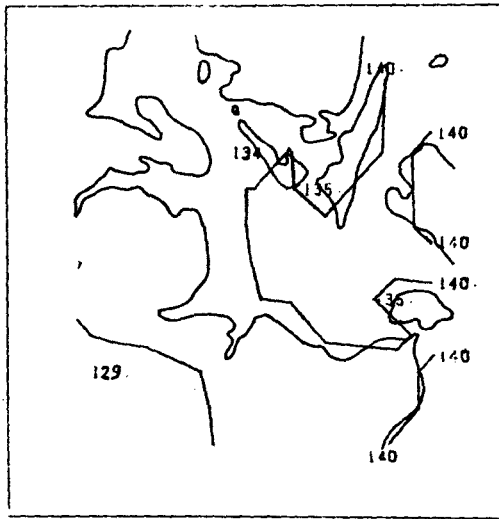


39.2c: 13.00 Uhr-16 Analysen



39.2d: 19.00 Uhr-20 Analysen

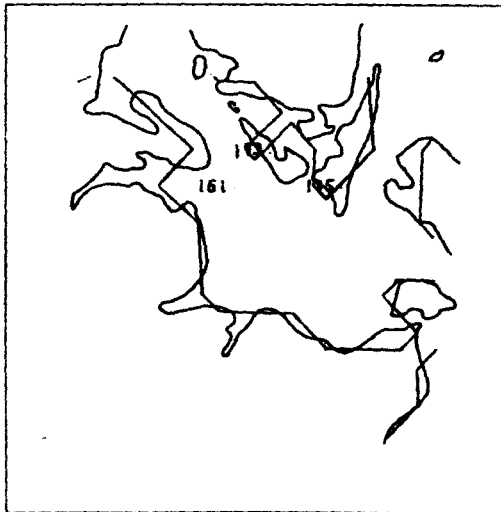
Abb.39.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei östlichen Winden mit $M \leq 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1976



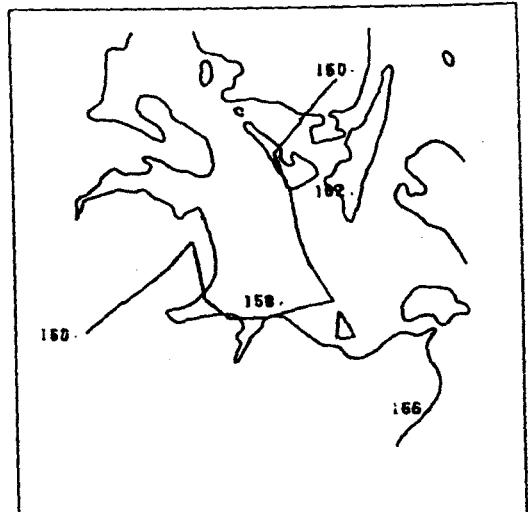
4o.1a: 01.00 Uhr-12 Analysen



4o.1b: 07.00 Uhr-15 Analysen

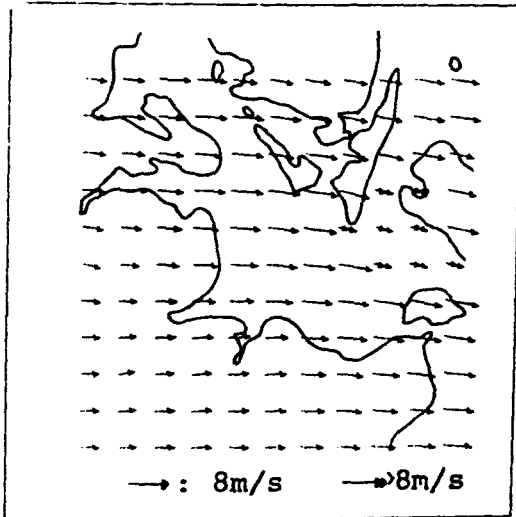


4o.1c: 13.00 Uhr-32 Analysen

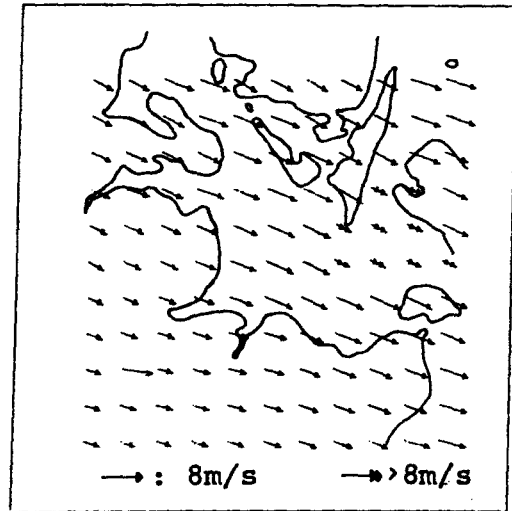


4o.1d: 19.00 Uhr-32 Analysen

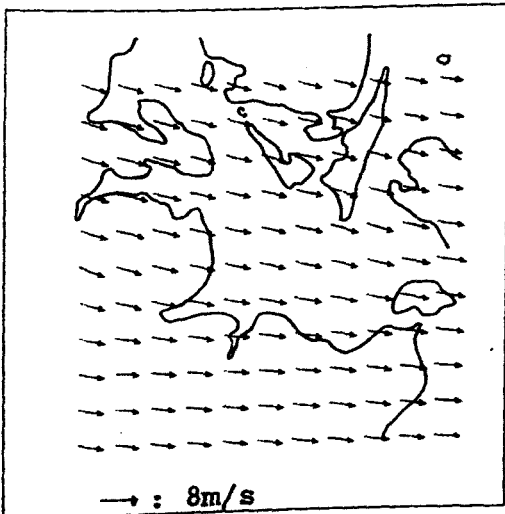
Abb.4o.1 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1976 bei starken westlichen Winden.



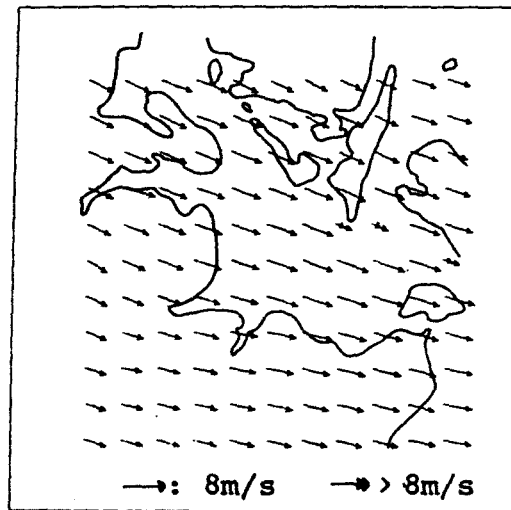
4o.2a: 01.00 Uhr-12 Analysen



4o.2b: 04.00 Uhr-15 Analysen

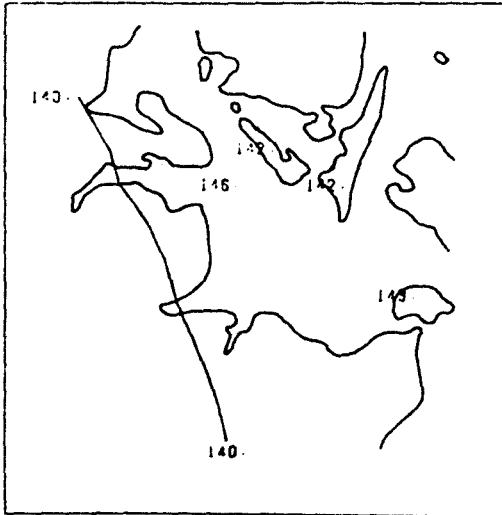


4o.2c: 13.00 Uhr-32 Analysen

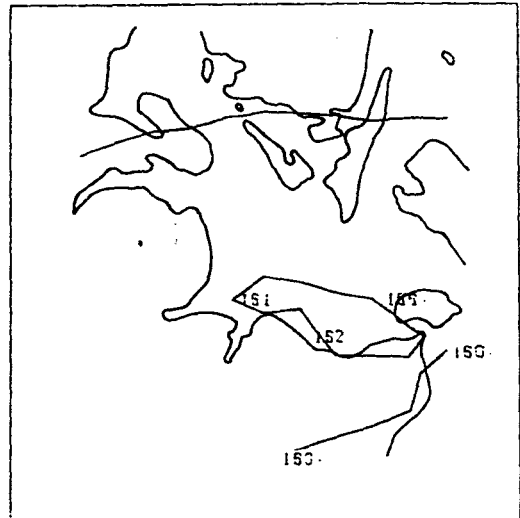


4o.2d: 19.00 Uhr-32 Analysen

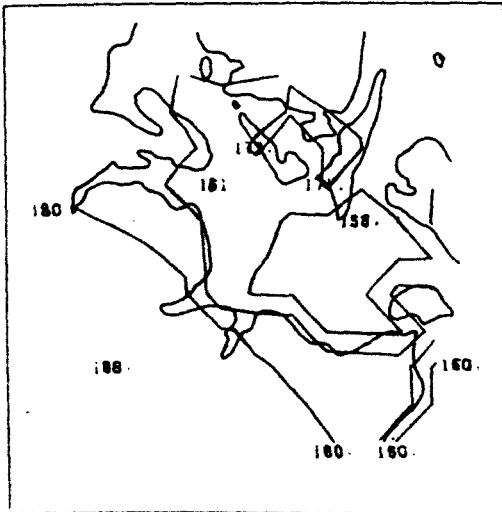
Abb.4o.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei starken westlichen Winden mit $V > 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1976.



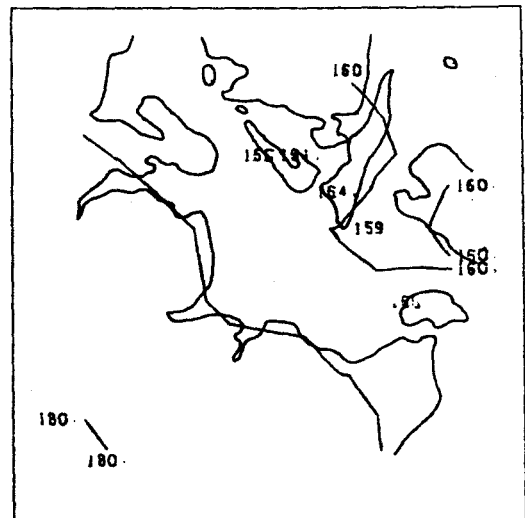
41.1a: 01.00 Uhr- 6 Analysen



41.1b: 07.00 Uhr- 3 Analysen

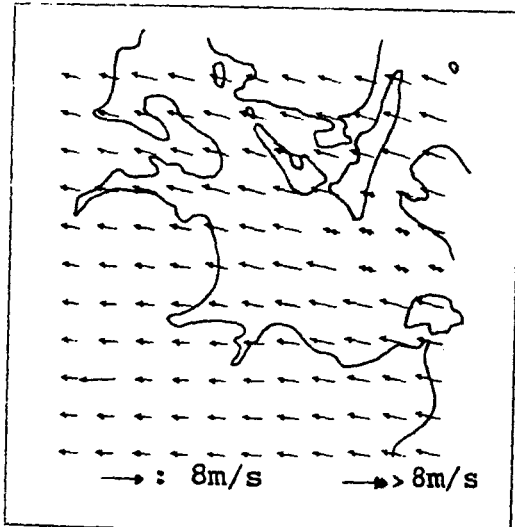


41.1c: 13.00 Uhr-13 Analysen

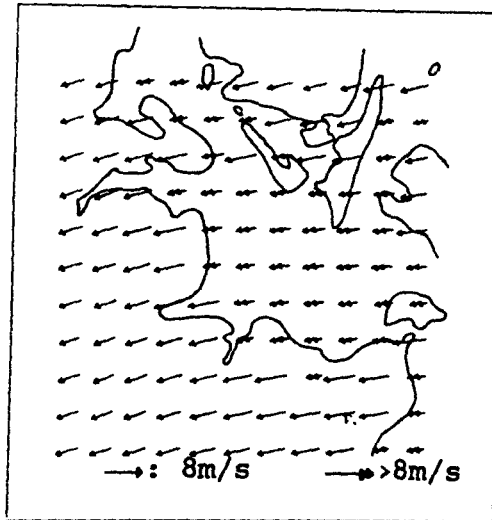


41.1d: 19.00 Uhr-13 Analysen

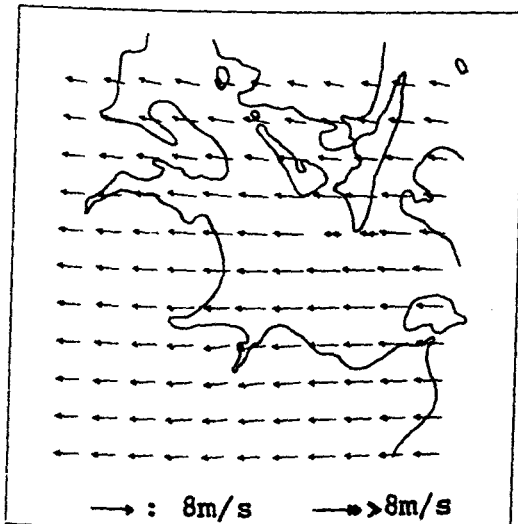
Abb.41.1 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1976 bei starken östlichen Winden.



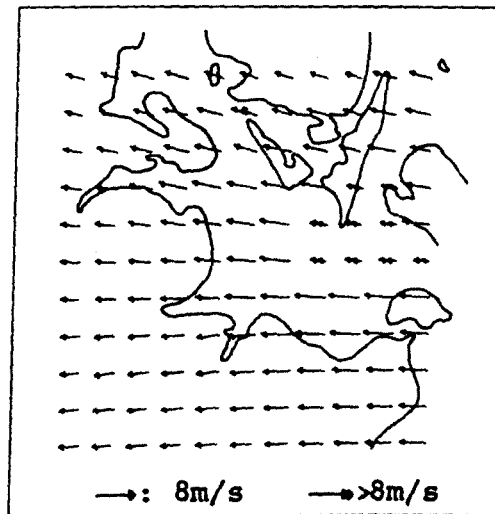
41.2a: 01.00 Uhr- 6 Analysen



41.2b: 07.00 Uhr- 3 Analysen

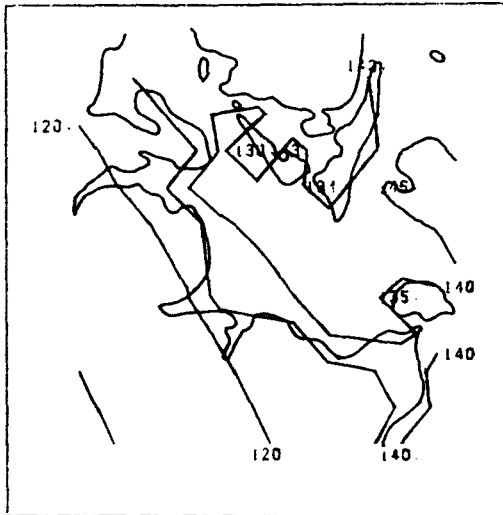


41.2c: 13.00 Uhr-13 Analysen

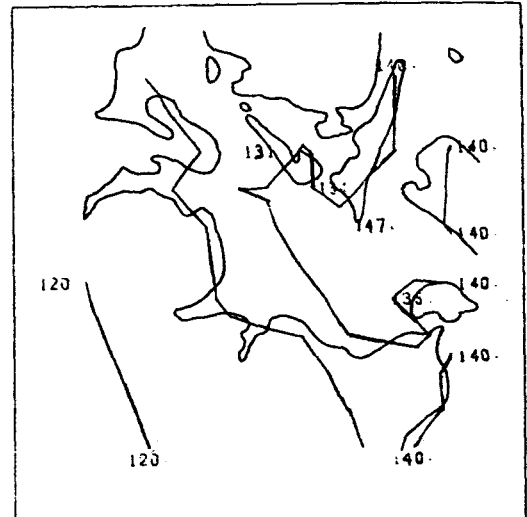


41.2d: 19.00 Uhr-13 Analysen

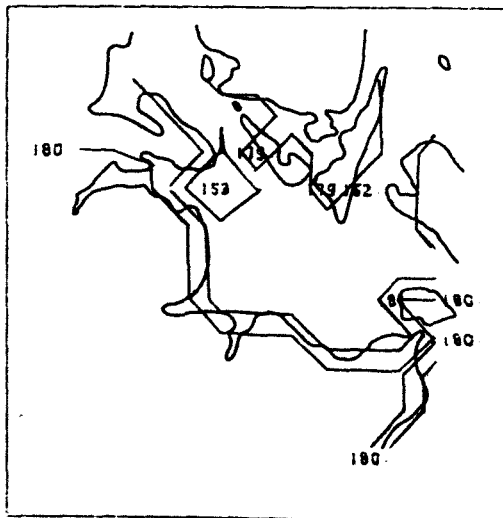
Abb.41.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei starken östlichen Winden mit $|V| > 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1976.



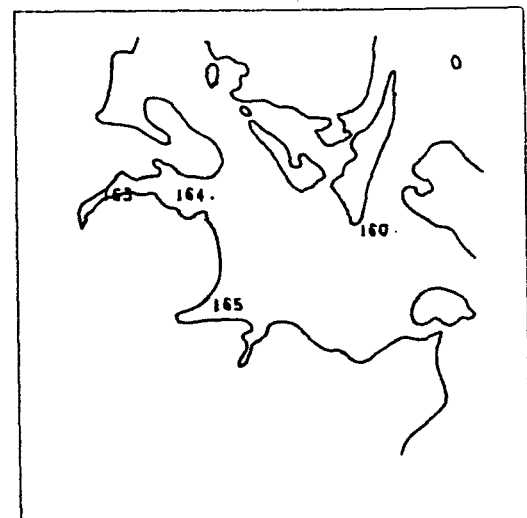
42.1a: 01.00 Uhr-53 Analysen



42.1b: 07.00 Uhr-46 Analysen

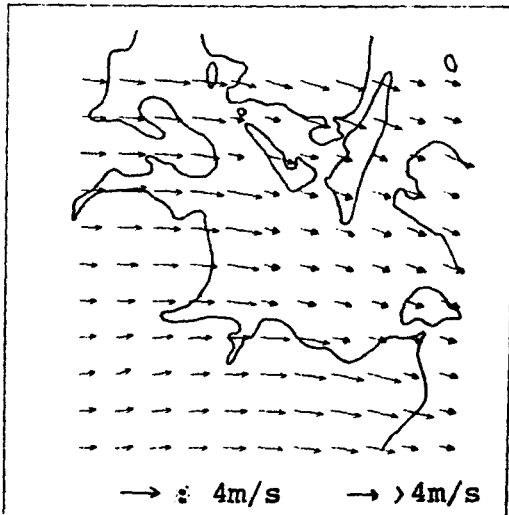


42.1c: 13.00 Uhr-34 Analysen

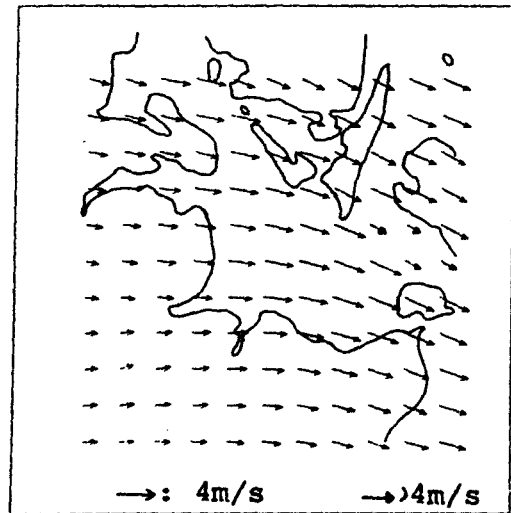


42.1d: 19.00 Uhr-34 Analysen

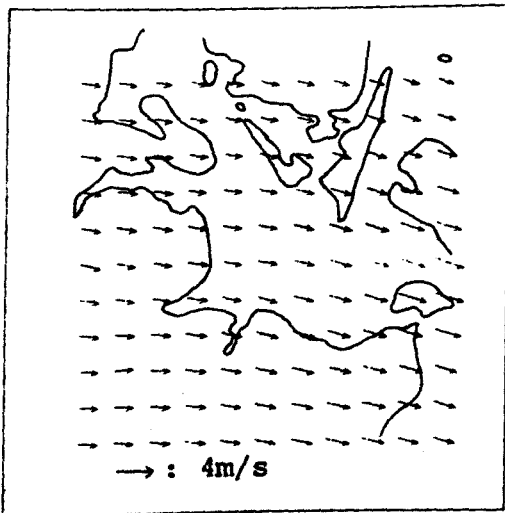
Abb.42.1 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1977 bei schwachen westlichen Winden.



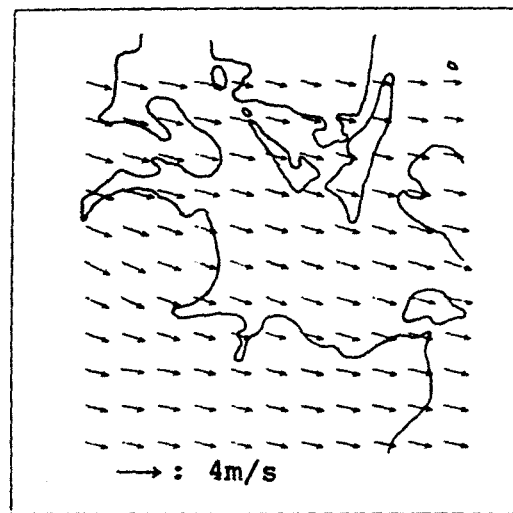
42.2a: 01.00 Uhr-53 Analysen



42.2b: 07.00 Uhr-46 Analysen



42.2c: 13.00 Uhr-34 Analysen

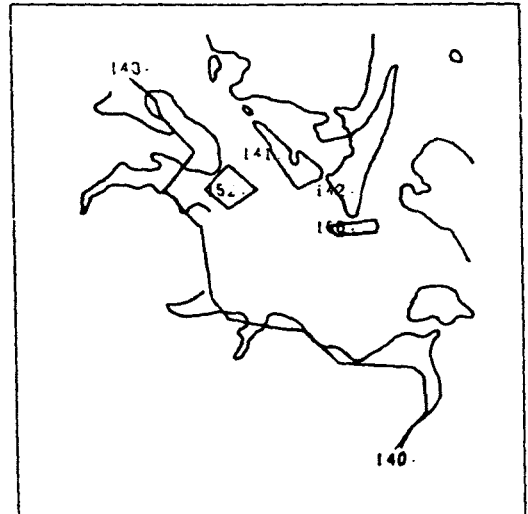


42.2d: 19.00 Uhr-34 Analysen

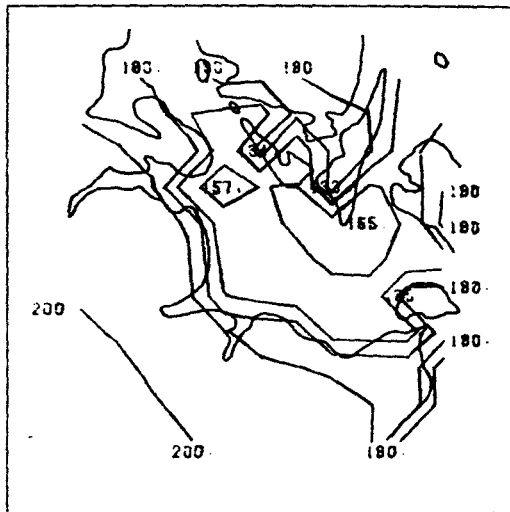
Abb.42.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei schwachen westlichen Winden mit $V \leq 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1977.



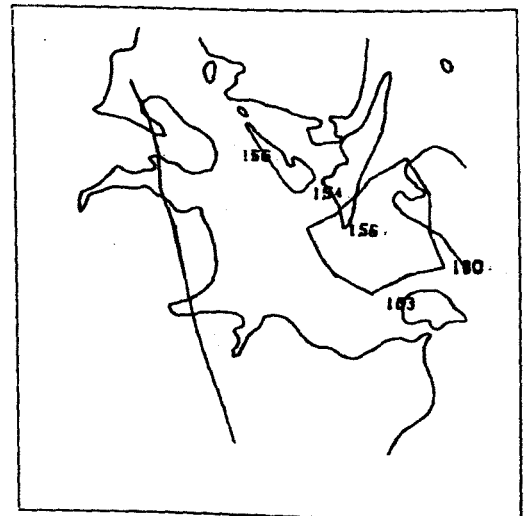
43.1a: 01.00 Uhr-20 Analysen



43.1b: 07.00 Uhr-22 Analysen

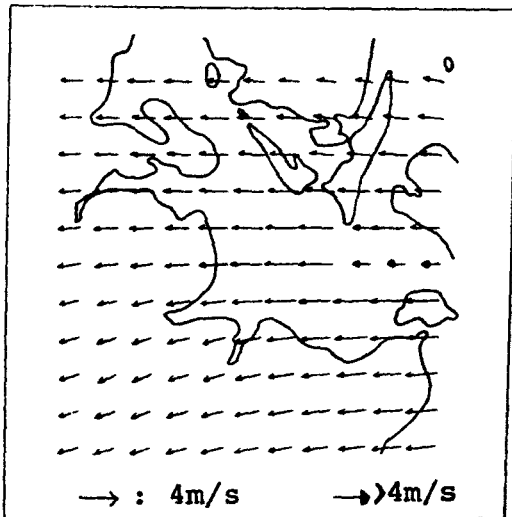


43.1c: 13.00 Uhr-13 Analysen

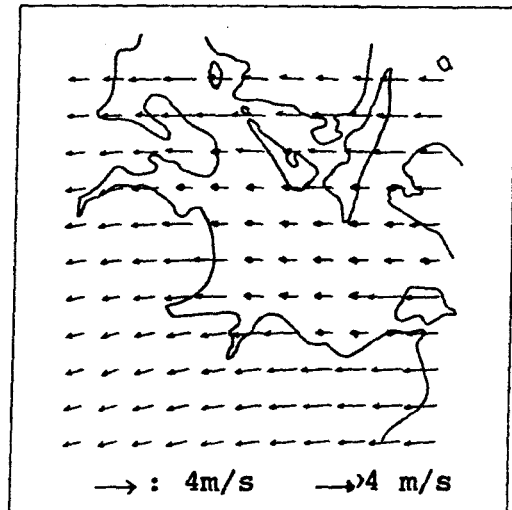


43.1d: 19.00 Uhr-14 Analysen

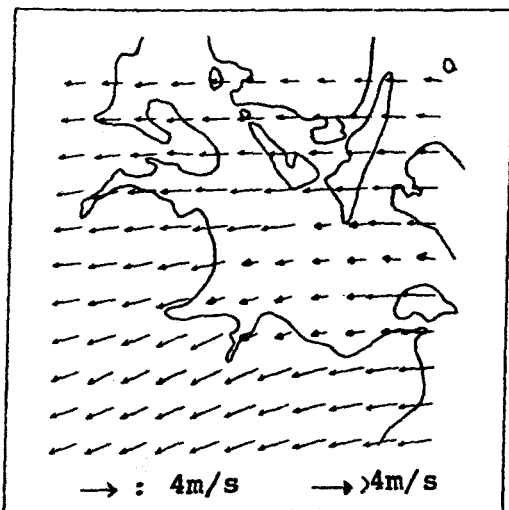
Abb.43.1 Der mittlere Tagesgang des Temperaturfeldes im Sommerhalbjahr 1977 bei schwachen östlichen Winden.



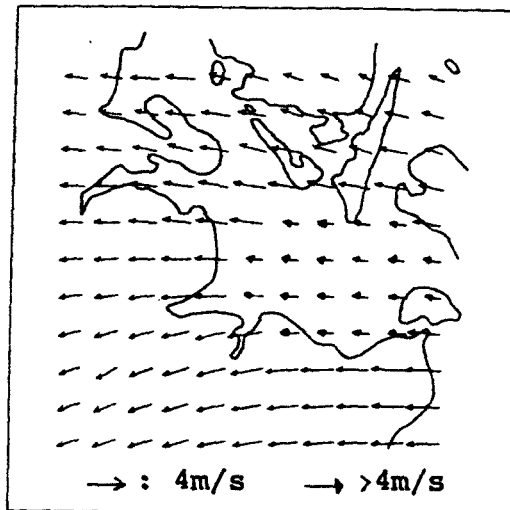
43.2a: 01.00 Uhr-20 Analysen



43.2b: 07.00 Uhr-22 Analysen



43.2c: 13.00 Uhr-13 Analysen



43.2d: 19.00 Uhr-14 Analysen

Abb.43.2 Der mittlere Tagesgang des Windfeldes bei schwachen östlichen Winden mit $V < 5 \text{ m/s}$ im Sommerhalbjahr 1977.

9. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSBEMERKUNG

Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, durch ein geeignetes numerisches Analyseverfahren die Temperatur- und Windfelder im Bereich der Kieler Bucht zu approximieren, die charakteristischen, lokal bedingten Strukturen dieser Felder aufzuzeigen und eine zusammenfassende Analyse der Datensätze für die Monate Juni-September der Jahre 1976 und 1977 durchzuführen.

Die starken horizontalen Variationen der meteorologischen Bodenfelder im Übergangsbereich Land-See werden durch die verschiedenen objektiven Analyseverfahren zumeist nur unzureichend reproduziert. Bei Darstellungen durch Feldfunktionen treten hier Instabilitäten auf; Verfahren, bei denen eine Extrapolation auf Gitterpunkte durch Wichtung erfolgt, glätten hingegen diese frontenähnlichen Strukturen aus. Die Ursache hierfür liegt in nicht korrekten Annahmen, die bei der Bestimmung der Wichtungsfaktoren hinsichtlich der Feldstrukturen gemacht werden.

Das optimum Interpolationsverfahren erlaubt nun, mit Hilfe der Korrelationsfunktion die Eigenschaften inhomogener Felder zu berücksichtigen. Durch geeignete Annahmen kann der inhomogene Charakter des Feldes statistisch spezifiziert werden. Ein Vergleich von extrapolierten Werten mit Registrierungen zeigt die verbesserte Anpassung des inhomogenen Temperaturfeldes.

Die Wechselwirkung zwischen dem thermischen Feld und dem Wind verursacht im Küstenbereich deutliche räumliche Veränderungen des Windfeldes. Da diese jedoch im Vergleich zum synoptischen Wind zumeist nur schwach ausgeprägt sind, bewirken sie nur geringe Richtungs- und Betragsänderungen. Aufgrund der Koppelung an das Temperaturfeld stellen diese Störungen im Übergangsbereich Land-See ebenfalls einen inhomogenen Anteil des Windfeldes dar.

Durch Filterung kann dieser Anteil vom dominanten synop-

tischen Wind getrennt werden. Die resultierenden Felder zeigen deutlicher als die geglätteten ungefilterten Windanalysen die Veränderungen der Windgeschwindigkeit im Küstenbereich.

Das Windfeld über der Kieler Bucht zeigt im Sommer eine thermisch verursachte Phasenverschiebung der tagesperiodischen Windschwankungen. Diese ist nicht nur während advektionsschwacher Extremallagen signifikant, sie tritt vielmehr auch deutlich in den gemittelten Feldern hervor. Bei westlichen Winden sind die Gegensätze hier am stärksten ausgeprägt.

Diese Abhandlung behandelte für ein Übergangsgebiet Land-See die Probleme der objektiven Analyse. Neben der Beschreibung meteorologischer Felder erfolgte eine phänomenologische Deutung einiger Strukturen. Eine detaillierte Analyse erfordert die Kenntnis der Schichtungsverhältnisse innerhalb der planetarischen Grenzschicht. Derartige Untersuchungen waren mit dem zur Verfügung stehenden Datenmaterial nicht möglich. Die dreidimensionale Ausmessung der Grenzschicht im Übergangsbereich Land-See im Rahmen eines Küstenexperimentes wird hier eine weitergehende Untersuchung ermöglichen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Alaka, M.A., Elvander, R.C. (1972) Optimum Interpolation from
Observations of Mixed Quality
Monthly Weather Rev., Vol 100,
No. 8, 612-624
- Bergman, K.H. (1978) Role of Observational Error in
Optimum Interpolation Analysis
Bulletin American Met. Society,
Vol 59, No. 12, 1603-1611
- Bretherton, F.P., Davis, R.E.
Fandry, C.B. (1976) A technique for objective analy-
sis and design of oceanographic
experiments applied to MODE-73
Deep Sea Research, Vol 23, No. 7
559-582
- Bergthorsson, P., Döös, Bo R. (1955) Numerical Weather Map Analysis
Tellus, Vol 7, No. 3, 329-340
- Cats, G.J. (1980) Analysis of Surface Wind and its
Gradient in a Mesoscale Wind
Observation Network
Monthly Weather Rev., Vol 108,
1100-1107
- Fechner, H. (1973) Orthogonale Vektorfunktionen zur
stetigen Darstellung von meteorolo-
gischen Feldern auf der Kugel-
oberfläche
Berichte Inst. für Meereskunde
Heft 1

- Gandin, L.S. (1963) Objective Analysis of Meteorological Fields
Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1965
- Gilchrist, B., Cressmann, G.P. (1954) An Experiment in Objective Analysis
Tellus, Vol 6, No. 4, 309-318
- Hooke, R., Jeeves, T.A. (1961) Direct Search Solution of Numerical and Statistical Problems
Journal of the Ass. for Comp. Machines, Vol 8, 212-229
- Jenkins, G.M., Watts, D.G. (1968) Spectral analysis and its application
Holden Day, San Francisco
- Julien, P.R., Thiebaux, H.J. (1975) On Some Properties of Correlation Functions Used in Optimum Interpolation Schemes
Monthly Weather Rev., Vol 103, 605-616
- Kaestner, A. (1971) Über eine Weiterentwicklung des im DWD benutzten Programmes zur numerischen Analyse von Wetterkarten
Meteorol. Rundschau, No. 24, 129-137
- Kirk, E. (1977) Objektive Analysen meteorologischer Parameter über der Kieler Bucht
Berichte Inst. für Meereskunde, Heft 3

- Mashkovich, S.A., Gandin, L.S. Computer Processing of Current
Belousov, S.L. (1968) Meteorological Data
Hydrometeorological Publ. House, Met.
Translation No. 18, Department of
Environment, Canada, 1972
- Petersen, D.P., Truske, T.N. A Study of Objective Analysis
(1969) Techniques for Meteorological Fields
Final Report, No EE-163(69), University
of New Mexico, Albuquerque
- Schlatter, T.W. (1975) Some Experiments with a Multivariate
Statistical Objective Analysis Scheme
Monthly Weather Rev. Vol 103, 246-257
- Taubenheim, J. (1969) Statistische Auswertung Geophysika-
lischer und Meteorologischer Daten
Akademische Verlagsanstalt, Leipzig
- Thiebaux, H.J. (1975) Experiments with Correlation
Representations for Objective Analysis
Monthly Weather Rev., Vol 103, 617-627

Danksagung

Für die vielseitige Unterstützung durch die Mitarbeiter der Abteilung Meteorologie und die Betreuung durch die Herren Professoren Defant und Hasse möchte ich hiermit meinen Dank aussprechen. Erwähnt werden soll auch die Hilfe und Anregung, die ich durch Kollegen im Institut für Meereskunde erhalten habe.